

**Структурно-
геоморфологические
исследования
в Сибири
и на Дальнем
Востоке**

ИЗДАТЕЛЬСТВО
• НАУКА •

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Структурно-
геоморфологические
исследования
в Сибири
и на Дальнем Востоке



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1975

В сборнике помещены статьи по вопросам структурной геоморфологии, изучению новейших и современных тектонических движений в Сибири, на Дальнем Востоке, Камчатке и Сахалине.

Развиваются и используются отдельные положения научного наследия Ю.А. Мещерякова в структурной геоморфологии.

Ответственный редактор
член-корр. АН СССР Н.А. ФЛОРЕНЦОВ

Редактор
канд. геол.-минер. наук Л.К. ЗЯТЬКОВА

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
В СИБИРИ И НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики
Сибирского отделения АН СССР

Редактор издательства Н.Н. Бобринский. Художник Н.В. Илларионова
Художественный редактор С.А. Литвак. Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 11/ VII - 75 г. Т - 10964. Усл.печ.л. 18,2+1,05 вкладки.
Уч.-изд.л. 22,0. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1.
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 308. Цена 2р.21к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Структурно-геоморфологические исследования, а также тесно с ними связанные исследования явлений новейшей и современной тектоники интенсивно ведутся как в Советском Союзе, так и за рубежом. При этом сфера их приложения непрерывно расширяется.

В начале и фактически еще в конце XIX в., до выделения в особую отрасль знания не только структурной, но и общей геоморфологии, исследования этого типа проводились почти исключительно в пределах континентальной суши, а позднее, особенно после второй мировой войны, были распространены также и на дно морей и океанов. Включение громадных пространств Мирового океана в сферу структурно-геоморфологических исследований позволило по-новому расценить устройство поверхности твердой земной коры в глобальном масштабе. Такие работы и по сей день являются чуть ли не ведущими в комплексе океанологических исследований, причем принципиально, при большом различии технических средств и приемов, методика подводных исследований мало отличается от методики наземных работ. Именно структурно-геоморфологические исследования дна океанов проложили путь к открытию планетарной системы срединно-океанических хребтов и связанных с ней рифтовых морфоструктур, а в последние годы во многом на той же самой исходной основе сложилась концепция новой глобальной тектоники – тектоники плит. Одновременно в связи с полетами советских и американских космических кораблей появилась возможность проведения визуальных структурно-геоморфологических наблюдений над поверхностью соседних с Землей небесных тел, в первую очередь Луны и Марса. Планетарная структурная морфология, получившая прочную основу на Земле и сделавшая в космосе лишь первые шаги, имеет перед собой поистине необозримые перспективы на близкое будущее. На наших глазах происходит становление сравнительной структурной морфологии планет. И чем шире, быстрее и разностороннее будут развиваться земные структурно-геоморфологические исследования, тем надежнее окажутся результаты их приложения к исследованию иных космических тел. В настоящее время характерно смыкание структурной геоморфологии со смежными науками о Земле – геологией, тектоникой, геофизикой, геодезией и др.

Структурно-геоморфологические методы, применяемые совместно с методами изучения новейшей тектоники, уже давно проникли в практику поисков нефтегазоносных структур, в поиски россыпей различных минералов и различных генетических типов гипергенных месторождений, связанных с древними корами выветривания и поверхностями выравнивания. Сложилась или намечаются новые пути в развитии и применении структурной геоморфологии, например в сейсмогеологии, при поисках угольных месторождений, геологическом картировании разных масштабов, а также в инженерной геологии.

Огромный простор и разнообразные условия для структурно-геоморфологических исследований и изучения новейшей тектоники представляют территории Сибири и Дальнего Востока, где эти исследования проводятся уже давно.

В предлагаемом сборнике приводятся результаты некоторых исследований, проведенных в последние годы. Статьи сборника посвящены описанию отдельных регионов, развитию методического направления, а также опыта применения геофизических методов к решению задач структурной геоморфологии и новейшей тектоники. Публикация этих работ, по нашему мнению, послужит углублению интереса исследователей к развитию прикладных и теоретических аспектов структурной геоморфологии, явится определенным шагом на пути к более полному, чем в настоящее время, познанию территорий Сибири и Дальнего Востока с позиций соотношений их рельефа со структурными и динамическими особенностями земной коры. Сборник посвящается памяти известного советского ученого Ю.А. Мешерякова, труды которого сыграли выдающуюся роль в развитии структурной геоморфологии.

Н. Флоренсов

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Л. К. Зятькова

ИДЕИ Ю. А. МЕЩЕРЯКОВА В СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ СИБИРИ

С именем Юрия Александровича Мещерякова неразрывно связано зарождение и развитие структурной геоморфологии Сибири.

Ю.А. Мещеряков был крупным ученым, автором свыше 140 научных работ, ведущим специалистом в области структурной геоморфологии и новейшей тектоники, сочетавшим обширные региональные и теоретические исследования с большой научно-организационной и общественной деятельностью. Будучи заведующим отделом геоморфологии и палеогеографии Института географии АН СССР, заместителем председателя Геоморфологической комиссии при Отделении наук о Земле АН СССР, президентом Комиссии по современным движениям земной коры Международного геодезического и геофизического союза, главным редактором журнала "Геоморфология", он был руководителем многочисленных аспирантов, редактором большого количества монографий, тематических сборников, материалов совещаний. Его теоретические работы разнообразны по тематике, они охватывают многие научные проблемы современной геоморфологии.

Особенно большое значение имеют работы Ю.А. Мещерякова в создании структурной геоморфологии – этого нового направления среди наук о Земле, возникшего в течение последних 15–20 лет. Оно развилось на стыке нескольких смежных дисциплин – геоморфологии, тектоники, нефтяной геологии, геодезии, геофизики. Специфика структурной геоморфологии, как отмечал Ю.А. Мещеряков, состоит в том, что она анализирует тектонически обусловленные формы рельефа, отражающие прямо или косвенно геоструктурные элементы. Структурная геоморфология имеет вполне определенный предмет исследования – морфоструктуры, или выраженные в рельефе структурные элементы земной коры (Герасимов, Мещеряков, 1964, 1967а, б).

Некоторые исследователи не выделяют структурную геоморфологию из общей геоморфологии, считая, что обособление отдельных направлений якобы ослабляет позиции геоморфологии в целом. С этим, как отмечал Ю.А. Мещеряков, нельзя согласиться, так как обособление палеонтологии, литологии, тектоники, инженерной геологии, гидрогеологии и других частных геологических дисциплин не ослабило позиции геологии в целом. Такая специализация способствует углублению теоретической базы и повышению практической "отдачи" геоморфологии. С иных позиций против выделения структурной геоморфологии выступают исследователи, которые считают, что задачи этой отрасли полностью перекрываются задачами неотектоники. Действительно, структурно-геоморфологические и неотектонические исследования нередко сливаются. Однако в целом по своим задачам структурная геоморфология значительно шире неотектоники. Ю.А. Мещеряков указывал, что структурная геоморфология вышла за рамки изучения развития рельефа в четвертичный период. Если неотектоника занимается изучением новейших структур, движениями земной коры в неоген-четвертичное время, то объектом структурной геоморфологии служат все формы рельефа, отражающие геологические структуры, претерпевшие длительный период геологического развития. К тому же методы структурно-геоморфологического анализа применимы не только к изучению современного рельефа, но и к анализу древних погребенных структур.

Работая в геологических экспедициях в Западной Сибири, Восточном Саяне, Северо-Восточной Туве, Ю.А. Мешеряков интересовался вопросами изучения особенностей рельефа с помощью геодезических и геофизических методов исследований. Это и обусловило дальнейшее направление его научной деятельности.

В 1945–1946 гг. Ю.А. Мешеряков работал с С.В. Обручевым в Северо-Восточной Туве, в Восточном Саяне в качестве геодезиста-картографа (Обручев, 1966)¹. Изучая Саяно-Тувинское нагорье в целом, С.В. Обручев и Ю.А. Мешеряков пришли к выводу, что сложность его рельефа зависит от сложности геологического строения, что нагорье имеет не линейную структуру, а представляет собой комплекс различно ориентированных цепей и лежащих между ними плоскогорий.

Исследования С.В. Обручева и Ю.А. Мешерякова выяснили, что современный рельеф Северо-Восточной Тувы зависит от структуры каледонской складчатой зоны, так как кайнозойские разломы наследовали главным образом древние, а кайнозойские поднятия обусловлены формой жестких глыб каледонской структуры и разделяющих их подвижных зон.

Позднее, изучая морфоструктурные элементы рельефа Западной Сибири, Ю.А. Мешеряков одним из первых отмечал, что орографический план, ориентировка крупных элементов рельефа находят свое объяснение в особенностях тектоники и геологическом строении Западно-Сибирской плиты. Ю.А. Мешеряков (1962) указывал, что поверхность Западной Сибири в свете новейших данных оказалась значительно более сложной и разнообразной, чем считалось ранее. Выяснилось, что подобно другим равнинным странам, Западная Сибирь включает разнообразные крупные элементы рельефа – плато, возвышенности, низменности, наклонные равнины. Это позволило Ю.А. Мешерякову (1962) отнести территорию Западной Сибири к числу крупнейших равнинных стран мира и назвать ее Западно-Сибирской равниной. В пределах Западной Сибири Ю.А. Мешеряковым выделены прямые, инверсионные и гетерогенные морфоструктуры, когда единая крупная морфоструктура включает как прямые, так и инверсионные элементы рельефа.

Ю.А. Мешеряков развил ранее высказанное И.В. Дербиковым (1958)² положение, согласно которому в Западной Сибири унаследованность элементов морфоструктуры и неотектоники сильнее всего проявляется в краевых ее частях, тогда как в центральной части погребенные структуры фундамента не всегда находят четкое выражение в современном рельефе. Это положение касается, однако, наиболее крупных структурных элементов первого порядка, тогда как отражение в рельефе локальных структур, по-видимому, подчинено своеобразным закономерностям, выяснение которых требует специальных исследований.

Большое внимание Ю.А. Мешеряков уделял разработке новых методов структурно-геоморфологических исследований. Особенное значение он придавал правильности выбора структурно-геоморфологических методов в различных районах Сибири, с учетом специфических особенностей развития этих районов. Это заставляет более серьезно, вдумчиво вырабатывать, "подбирать" методы структурно-геоморфологических исследований. Специальные геолого-геоморфологические наблюдения, которые проводил Ю.А. Мешеряков, показали, что эффективными методами изучения молодых тектонических движений в Западной Сибири должны быть признаны анализ фаций и мощностей аллювия, профилирование речных террас. В комплексных структурно-геоморфологических исследованиях Ю.А. Мешеряков также придавал большое значение морфометрическим методам.

В своей работе "Успехи и трудности морфометрии" Ю.А. Мешеряков отмечал, что проблемы и методы морфометрии оказались узлом, связывающим раз-

¹Обручев С.В. В средней Азии. М., "Мысль", 1965.

²Дербиков И.В. О связи тектоники фундамента и чехла. – В кн.: Геология и нефтеносность Западно-Сибирской низменности. Труды ВНИГРИ, вып. 14, 1958.

ных специалистов – геоморфологов, геологов, геодезистов, картографов, геофизиков, так как из области отвлеченных построений морфометрия стала практически важным методом (Мешеряков, 1964в, стр. 112). Морфометрический метод во многих случаях способствовал обнаружению нефтегазоносных структур, он показал свою эффективность и при решении других геологопоисковых задач. Широкому внедрению морфометрии в практику поисковых работ, безусловно, способствовала экономичность, относительная простота морфометрических работ, основанных на камеральной обработке топографических карт. Ю.А. Мешеряков в ряде своих трудов отмечал, что для большей эффективности морфометрических методов необходимо увязывание морфометрических и собственно геоморфологических исследований с геолого-геофизическими. Особое внимание уделял Ю.А. Мешеряков составлению карт падения рек и их тектонической интерпретации (Мешеряков, Сетунская, 1960; Мешеряков, Филькин, 1960).

При работе в труднодоступных, заболоченных горно-таежных районах Сибири Ю.А. Мешеряков большое значение придавал также измерительному дешифрированию аэроснимков. Он отмечал, что современные методы стереофотограмметрической обработки аэрофотоснимков открывают огромные возможности для количественного измерительного дешифрирования. На примере изучения по аэроснимкам новейшей тектоники и геологического строения бассейна р. Чульмана и других рек Южной Якутии Д.С. Асоян и Ю.А. Мешеряков (1970) пришли к выводу, что можно в камеральных условиях выяснять высоты террас, строить "спектры" террас, измерять крутизну склонов, углы наклона террас и выявлять деформации геоморфологических уровней.

Большой вклад был сделан Ю.А. Мешеряковым в разработку теоретических вопросов структурной геоморфологии.

Стремление к историческому анализу рельефа привело И.П. Герасимова и Ю.А. Мешерякова к созданию нового понятия о геоморфологическом этапе развития Земли (Мешеряков, 1957а; Герасимов, Мешеряков, 1964; Мешеряков, 1964б, 1967б).

Предложенное И.П. Герасимовым и Ю.А. Мешеряковым новое понятие "геоморфологический этап в развитии Земли" имеет не только общетеоретическое значение, но и важный методологический смысл. В содержание понятия "геоморфологический этап" включено представление о разнообразных событиях, имевших место на его протяжении. Сами эти события, а также характер их последовательности и преемственности были, по мнению И.П. Герасимова и Ю.А. Мешерякова, настолько своеобразны, что есть полное основание говорить о качественной специфичности геоморфологического этапа развития Земли. "Геоморфологический этап", как отмечал Ю.А. Мешеряков, нельзя подменять "неотектоническим этапом", выдвинутым Н.И. Николаевым в 1962 г., так как термин "неотектоника" (неотектонический этап) уже по содержанию и короче (во временном аспекте) понятия "геоморфологический этап" (Герасимов, Мешеряков, 1964).

Геоморфологический этап в развитии земной коры, по мнению Ю.А. Мешерякова, состоит из трех макроциклов. В наиболее ранний макроцикл проходило формирование глобального пенеплена (поверхности выравнивания современного рельефа). Второй макроцикл связан с проявлением новейших тектонических движений, в это время шло формирование денудационного ярусного рельефа (геоморфологических уровней). Третий макроцикл террасового геоморфологического развития связан с оледенением и значительными колебаниями уровня Мирового океана в четвертичный период. В изучении "геоморфологического этапа" развития Земли ведущую и особую роль Ю.А. Мешеряков отводил исследованию всех палеогеографических событий самостоятельными геоморфологическими методами. По его мнению, основным методом изучения истории развития наиболее древних геотекстурных элементов современных континентов (так называемых континентальных выступов – шитов, плит) должно явиться всестороннее исследование денудационных поверхностей выравнивания, которые свойственны этим частям земной поверхности.

В связи с этим Ю.А. Мешеряковым была выдвинута новая проблема изучения полигенетических поверхностей выравнивания (Мешеряков, 1959а, б). Выделение поверхностей выравнивания и террас, как указывал Ю.А. Мешеряков, играет по существу такую же роль, как стратиграфическое расчленение толщ при изучении геологической истории Земли. Он писал: "Сейчас трудно представить, как можно было бы решать теоретические проблемы современной геологии, вести геологическую съемку, направлять поиски полезных ископаемых без хорошо разработанной стратиграфии... В настоящее время быстрейшая выработка геоморфологической стратиграфии становится насущной необходимостью. Установление хронологии рельефообразования на основе изучения поверхностей выравнивания и террас позволит гораздо обоснованнее и эффективнее решать такие задачи, как выявление новейших тектонических движений и морфоструктур, поиски и разведки россыпных месторождений, кор выветривания, древних континентальных толщ, с которыми связан ряд полезных ископаемых..." (Мешеряков, 1964б, стр. 9).

Опыт анализа деформаций полигенетических поверхностей выравнивания и составление структурно-геоморфологических карт позволяют выяснить, что во многих районах Сибири этот метод является весьма эффективным средством обнаружения локальных структур типа валов и куполов. Изучение деформаций поверхностей выравнивания позволяет также сделать ряд выводов о ходе формирования этих структур в новейшее время, подразделять их на относительно стабильные и на активные, а также количественно оценивать амплитуды движений активных структур.

В своих работах Ю.А. Мешеряков много внимания уделял структурно-геоморфологическим исследованиям при нефтепоисковых работах (Мешеряков, 1951а, б, 1957б, 1960а, б, в, г, 1965а, б, в, 1966а, б, в). В одной из них он писал: "Большое значение имеют структурно-геоморфологические исследования нефтеносных бассейнов для теории геоморфологии - ее всю приходится по существу перестраивать заново, исходя из того, что рельеф развивался и развивается не на стабильном, а на подвижном субстрате. Буквально на наших глазах складывается новая геоморфология, которая избавляется от своей прежней, чисто "экзогенной" ориентировки и входит в комплекс геологических, геофизических, геохимических методов изучения недр, существенно их дополняет и позволяет раскрывать новые закономерности строения и развития Земли" (Мешеряков, 1966а, стр. 8).

Одной из актуальных задач наук о Земле - геодезии, геофизики, геологии и геоморфологии Ю.А. Мешеряков считал изучение современных движений земной коры. Данные о современных тектонических движениях имеют важное значение для освещения ряда основных теоретических проблем, таких, как установление закономерностей и выявление природы движений земной коры, изучение связи между медленными (вековыми) и быстрыми (сейсмическими) движениями. Наблюдения над современными деформациями земной поверхности позволяют более детально изучить структуру земной коры, подойти к пониманию процессов, протекающих в коре и подкоровом слое - в так называемой верхней мантии Земли (Мешеряков, 1958а, б, 1961а, б, 1963а, б, 1965б, 1966а, 1967а, 1968а; Мешеряков, Синягина, 1951, 1956, 1961; Мешеряков, Филькин и др., 1965б; Былинская, Мешеряков, 1964).

В своих работах Ю.А. Мешеряков отмечал, что при исследовании современных тектонических движений и сейсмичности требуется глубокое изучение самых молодых проявлений тектоники, которые могут быть уловлены повторным нивелированием и геолого-геоморфологическими методами. Еще в 1959 г. на совещании в Новосибирске Ю.А. Мешеряков осветил вопросы изучения современных тектонических движений Западной Сибири. Он рассмотрел данные повторного нивелирования по линии Новосибирск - Барнаул - Семипалатинск. Для установления деформаций земной коры, происходивших в основном в голоценовую эпоху, нужно было разработать специальные методы, несколько отличные от методов изучения движений земной поверхности в более ранние эпохи, в плейстоцене. С этой целью Ю.А. Мешеряковым (1960б) было предложено

проводить оценку геоморфологических признаков в баллах, как метод количественной характеристики современных тектонических движений. Это дало возможность сопоставить данные повторного нивелирования с геолого-геоморфологическими качественными признаками проявления современных движений.

В последних своих работах, на международных конгрессах, симпозиумах Ю.А. Мешеряков отмечал, что для комплексных, систематических наблюдений за современными движениями земной коры необходимо создавать специальные геодинамические полигоны. По его предложению и инициативе на территории Советского Союза было создано 14 геодинамических полигонов (в том числе в Сибири, на оз. Байкал), что позволяет осветить особенности современных движений земной коры во всех основных тектонических и геоморфологических зонах. По его предложению, на полигонах должны производиться систематические наблюдения за движениями земной коры с помощью комплекса геодезических, океанографических, геофизических и геолого-геоморфологических методов (Мешеряков, 1968б). В одной из своих работ Ю.А. Мешеряков писал: "В настоящее время усилия многих ученых направлены на разработку методов предсказания разрушительных землетрясений... Теоретической основой для постановки подобных работ можно считать положение, что медленные (вековые) и быстрые (сейсмические) движения земной коры имеют общий источник происхождения и закономерно связаны между собой" (Мешеряков, 1968а). Отсюда следует, что по особенностям проявления медленных (вековых) деформаций земной коры можно намечать места, где медленное накопление напряжений в земной коре грозит проявиться сильным землетрясением. Задача найти конкретные признаки движений земной коры — предвестников сильных землетрясений может быть решена только путем применения целого комплекса исследований. И далее: "Наблюдения над медленными деформациями земной поверхности необходимо сочетать с сейсмическими, геомагнитными и другими геофизическими работами, а также с исследованиями геолого-геоморфологического характера — анализом повторных аэрофотосъемок, наблюдениями за режимом и химизмом подземных вод, изучением трещиноватости пород и т.д. Общая стратегия этих работ должна определяться материалами детального изучения геологической структуры и морфоструктуры, данными о древних и новейших тектонических движениях" (Мешеряков, 1968а, стр. 45).

В последнее время Ю.А. Мешеряков большое внимание уделял выяснению сложных связей между платформенными структурами и рельефом поверхности Мох. На основании большого фактического материала еще в 50-х годах Ю.А. Мешеряковым и И.П. Герасимовым было установлено, что крупные формы рельефа равнинно-платформенных областей тектонически обусловлены, была выявлена тесная связь возвышенностей, низменностей, плато и других крупных форм рельефа с крупными структурными элементами осадочного чехла и поверхностью кристаллического фундамента. При этом были установлены различные типы такой связи, что позволило выделить прямые, обращенные, полуобращенные и другие морфоструктуры. Выяснилось также, что прямые морфоструктуры преобладают на молодых платформах и в краевых частях древних платформ. Во внутренних частях древних платформ преобладают обращенные морфоструктуры, возникшие в результате перестройки и изменения знака тектонических движений.

В те же годы Ю.А. Мешеряковым было выявлено, что в краевой и внутренней частях Русской платформы соотношения структур осадочного чехла с региональными аномалиями силы тяжести не одинаковы. Анализируя материалы В.А. Магницкого, Ю.А. Мешеряков пришел к выводу, что существующая в этом отношении закономерность весьма напоминает морфоструктурное районирование: в краевых частях платформы было найдено прямое соотношение структур и аномалий силы тяжести, во внутренней части платформы — "зеркальное" — обратное соотношение. Это указывало на связь крупных форм рельефа и морфоструктур осадочного чехла со строением коры и мантии Земли. Однако лишь накопление данных глубинного сейсмозондирования могло подтвердить подобные предположения. Выявленная сложная связь между платформенными структурами и

рельефом поверхности Мохо может быть объяснена только с помощью совместного анализа геоморфологических и геофизических данных, который позволит выявить причины своеобразных соотношений геологических структур с поверхностью Мохо (Мешеряков, Бронгулеев, 1969, стр. 137). В своих последних работах Ю.А. Мешеряков неоднократно подчеркивал, что поднятия земной поверхности были следствием мощных глубинных процессов, существенно изменивших рельеф поверхности Мохо, крупные формы которого имеют примерно тот же возраст, что и морфоструктуры земной поверхности.

"В отличие от сравнительно консервативных форм геологической структуры осадочного чехла, формы рельефа земной поверхности более изменчивы, и почти так же изменчив рельеф поверхности Мохо. Отсюда вытекает большое значение данных по геоморфологии и неотектонике для интерпретации региональных геофизических материалов" (Мешеряков, Бронгулеев, 1969, стр. 138).

В своей фундаментальной монографии "Структурная геоморфология равнинных стран" Ю.А. Мешеряков установил важные закономерности связи рельефа и молодых тектонических движений с глубинным строением и особенностями геофизических полей и тем самым заложил основы нового научного направления.

Он писал: "Мы являемся свидетелями смелого проникновения человека в космическое пространство, на наших глазах начинаются непосредственные исследования на Луне, планет солнечной системы. Мы находимся также накануне нового этапа в изучении недр Земли с помощью сверхглубоких скважин или специальных снарядов. В этих условиях остро встает вопрос о перспективах развития ряда "чисто земных", геолого-географических наук, в том числе геоморфологии — науки о рельефе нашей планеты. Перед геоморфологией раскрываются сейчас большие, увлекательные перспективы, связанные с комплексной разработкой теории строения и развития Земли".

Таким образом, проанализировав и глубоко обобщив большой фактический материал по геологии, геоморфологии, геодезии, геофизике, Ю.А. Мешеряков выдвинул на этой основе плодотворные научные идеи структурной геоморфологии планетарного значения. Выделив структурную геоморфологию из общей геоморфологии (географической с климатическим характером), он возглавил целое новое научное направление в геоморфологии, которое будет и в дальнейшем развиваться для более глубокого познания строения Земли.

ОСНОВНЫЕ РАБОТЫ Ю. А. МЕЩЕРЯКОВА ПО СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

- Мешеряков Ю.А. К постановке морфометрических исследований Русской равнины. — Вопросы географии, 1949, сб. 15, стр. 241–246.
- Мешеряков Ю.А. О морфологической структуре северо-запада Русской равнины. — Изв. АН СССР, серия геогр. и геодез., 1950, № 5.
- Мешеряков Ю.А. Об отражении в рельефе Русской равнины антиклинальных структур типа валов и куполов. — Докл. АН СССР, 1951а, т. 79, № 2.
- Мешеряков Ю.А. Об основных закономерностях строения и развития крупных форм рельефа Русской равнины. — Докл. АН СССР, 1951б, т. 79, № 1.
- Мешеряков Ю.А. К геоморфологии района саратовских дислокаций. — Труды Ин-та географии АН СССР, т. 51. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, 1952, вып. 6.
- Мешеряков Ю.А. Совещание по вопросам стратиграфии четвертичных отложений и тектоники Прикаспия. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1952, № 4, стр. 97–99.
- Мешеряков Ю.А. Новейшая тектоника северного Прикаспия. — В кн.: Стратиграфия четвертичных отложений и новейшая тектоника Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Мешеряков Ю.А. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1953, № 5.
- Мешеряков Ю.А. Об одной закономерности в строении речных долин Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1954а, т. 99, № 3.

- Мешеряков Ю.А. О принципах изображения рельефа на обзорных гипсометрических картах. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1954б, № 4.
- Мешеряков Ю.А. Основные элементы морфоструктуры Земли и проблема их происхождения. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1957а, № 4.
- Мешеряков Ю.А. Новейшая тектоника Северного Прикаспия и Нижнего Поволжья по данным структурно-геоморфологического анализа. – Труды Комис. по изучению четвертичного периода, т. 13. М., Изд-во АН СССР, 1957б.
- Мешеряков Ю.А. Современные движения земной коры. – Природа, 1958а, № 9.
- Мешеряков Ю.А. Современные тектонические движения северо-запада и центра Русской равнины. – В кн.: Современные вертикальные движения земной коры на территории западной половины Европейской части СССР. Труды Центр. науч.-исслед. ин-та геодезии, аэросъемки и картографии, вып. 123. М., 1958б.
- Мешеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа тектоники. – В сб. тезисов "Вопросы геоморфологии и новейшей тектоники Волго-Уральской области и Южного Урала". Уфа, 1959а, стр. 9-13.
- Мешеряков Ю.А. О полигенетических поверхностях выравнивания (на примере юго-востока Русской равнины). – Изв. АН СССР, серия геогр., 1959б, № 1.
- Мешеряков Ю.А. Применение геоморфологических методов при поисках газа и нефти. – Материалы второго геоморфологического совещания. М., 1959в, стр. 1-28.
- Мешеряков Ю.А. К методике изучения морфоструктуры Западно-Сибирской равнины. – В кн.: Материалы по геологии, гидрологии, геофизике и полезным ископаемым Западной Сибири. Л., Гостехиздат, 1960а.
- Мешеряков Ю.А. Опыт составления карты падения рек и ее тектоническая интерпретация. – В сб.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960в.
- Мешеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. – В кн.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и южного Урала. Уфа, 1960г, стр. 23-43.
- Мешеряков Ю.А. Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961а, стр. 1-87.
- Мешеряков Ю.А. Задачи и методы геолого-геоморфологических исследований при изучении современных тектонических движений. – В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961б, стр. 41-63.
- Мешеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. – В кн.: Неотектоника СССР, Рига, 1961в, стр. 141-150.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 3, стр. 3-14.
- Мешеряков Ю.А. О координации исследований в области геоморфологии и неотектоники. – Сов. геология, 1962, № 8, стр. 165-168.
- Мешеряков Ю.А. Вековые движения земной коры. Некоторые итоги и задачи исследований. – В сб.: Современные движения земной коры, № 1. М., Изд-во АН СССР, 1963а, стр. 7 - 25.
- Мешеряков Ю.А. Первый международный симпозиум по современным движениям земной коры. – В кн.: Геофизический бюллетень межвед. геофиз. ком-та при Президиуме АН СССР, № 13. М., 1963б, стр. 67-70.
- Мешеряков Ю.А. Крупные циклы в развитии рельефа платформенных равнин. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1963в, № 2.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура и тектоника равнинно-платформенных областей. В сб.: Проблемы неотектоники. М., 1964а, стр. 11-12.
- Мешеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания. – В сб.: Проблемы поверхности выравнивания. М., "Недра", 1964б, стр. 9-22.
- Мешеряков Ю.А. Успехи и трудности морфометрии. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1964в, № 5, стр. 179.
- Мешеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры. – Вестник АН СССР, 1964 г, № 11.
- Мешеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. – М., "Наука", 1965а.
- Мешеряков Ю.А. Международный проект исследований современных движений земной коры и задачи современных ученых. В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965б, стр. 13-24.

- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура платформенных равнин. – В сб.: Тезисы докладов совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. (V пленум Геоморфол. комис.). Н-ск, 1965в, стр. 10–12.
- Мешеряков Ю.А. Второй международный симпозиум по современным движениям земной коры, 3–7 августа 1965 г. – Вестник АН СССР, 1966а, № 1, стр. 117–118.
- Мешеряков Ю.А. О влиянии морфоструктурных условий на размещении залежей нефти и газа. – Труды Всесоюз. науч.-исслед. геологоразведочного нефтяного ин-та (ВНИГНИ), вып. 54, 1966б, стр. 236–243.
- Мешеряков Ю.А. О влиянии морфоструктурных условий на размещение залежей нефти и газа. – В сб.: Геоморфологические методы при нефтегазописковых работах. М., "Недра", 1966в.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура платформ как отражение новых и новейших движений земной коры. – В сб.: Методы геоморфологических исследований, т. 1, Новосибирск, "Наука", 1967а, стр. 21–28.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура суши. – В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967б, стр. 19–30.
- Мешеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры и проблема прогноза землетрясений. – В сб. Современное движение земной коры, № 3. М., 1968а, стр. 44–63.
- Мешеряков Ю.А., Брицына М.П. Геоморфологические данные о новейших тектонических движениях в Прикаспийской низменности. М., Изд-во АН СССР, 1954, стр. 435–438.
- Мешеряков Ю.А., Бронгулеев В.В. Морфоструктуры платформ и строение коры и мантии Земли. – В сб.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазописковых работах. Л., 1969, стр. 136–139.
- Мешеряков Ю.А., Веденская И.Э., Коржуев С.С. Рельеф Советского Союза. – В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967.
- Мешеряков Ю.А., Горелов С.К. Второй пленум межведомственной геоморфологической комиссии АН СССР. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 1.
- Мешеряков Ю.А., Горелов С.К., Коржуев С.С. Совещание по проблемам и методам палеогеоморфологии (К итогам VI пленума Геоморфологической комиссии при отделении наук о Земле АН СССР). – Изв. АН СССР, серия геогр., 1967, № 4, стр. 162–163.
- Мешеряков Ю.А., Григорьев М.В. Основные итоги и дальнейшие задачи структурно-геоморфологических исследований при нефтепоисковых работах. – Труды ВНИГНИ, вып. 54, 1966, стр. 7–14.
- Мешеряков Ю.А., Обедиентова Г.В., Шукевич М.М. Некоторые геоморфологические особенности районов дизъюнктивных дислокаций Нижнего Поволжья. – Труды Ин-та географии АН СССР, 1953, № 58, стр. 49–69.
- Мешеряков Ю.А., Проничева М.В. Основные итоги и дальнейшие задачи структурно-геоморфологических исследований при нефтепоисковых работах. – В кн.: Геоморфологические методы при нефтепоисковых работах. М., 1966а.
- Мешеряков Ю.А., Розанов Л.Л. Составление комплексного профиля речной долины как метод структурно-геоморфологического анализа (на примере долины Печоры и Мезени). – В сб. Структурно-геоморфологические исследования при нефтепоисковых работах. Л., 1969.
- Мешеряков Ю.А., Сетунская Л.Е. Приемы количественной характеристики взаимосвязей природных явлений по картам с помощью коэффициентов корреляции. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 1, стр. 81–90.
- Мешеряков Ю.А., Синягина М.И. Опыт изучения современных движений земной коры по данным повторного нивелирования. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 1, стр. 36–45.
- Мешерякова Ю.А., Синягина М.И. Современные движения земной коры и методы их изучения. – В кн.: Вопросы географии. М., Изд-во АН СССР, 1956, стр. 69–79.
- Мешеряков Ю.А., Синягина М.И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. – В кн.: Современные тектонические движения земной коры и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мешеряков Ю.А., Федорова Р.В. О возрасте и происхождении террас Западной Двины. В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Мешеряков Ю.А., Филькин В.А. Опыт составления карты падения рек и ее тектоническая интеграция. – В кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960.

- Мешеряков Ю.А., Филькин В.А., Былинская Л.Н. О возможности количественной характеристики современных движений земной коры по сумме геолого-геоморфологических признаков. — В кн.: Современные движения земной коры, № 2. Тарту, 1965, стр. 89-91.
- Мешеряков Ю.А., Филькин В.А. Оценка геоморфологических признаков в баллах как метод количественной характеристики современных тектонических движений. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 1.
- Мешеряков Ю.А., Филькин В.А., Шукевич М.М. История формирования долины р. Мсты и некоторые особенности неотектоники северо-запада Русской равнины. — Труды Ин-та геогр., т. 65. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР, вып. 14. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Абрамов А.Е., Мешеряков Ю.А. Опыт определения средних высот возвышенностей и низменностей Русской равнины. — В кн.: Вопросы применения картографических методов при географических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Асоян Д.С., Мешеряков Ю.А. Использование стереофотограмметрического метода при геоморфологических исследованиях (на примере Южной Якутии). — В сб.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Буланже Ю.Д., Мешеряков Ю.А. Изучение современных движений земной коры. — В кн.: Геофизический бюллетень межведомственного геофизического комитета при Президиуме АН СССР, 1962, № 12.
- Былинская Л.Н., Мешеряков Ю.А. О связи градиентов скорости вертикальных тектонических движений с сейсмичностью на примере территории западной половины Европейской части СССР. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Геоморфология в Польской Народной Республике. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 5.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Морфоструктура и морфоскульптура земной поверхности. — В кн.: Современные проблемы географии. М., "Наука", 1964.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Понятия "морфоструктура" и "морфоскульптура" и использование их в целях геоморфологического анализа. — В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967а.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли. — В кн.: Рельеф Земли. М., "Наука", 1967б.
- Горелов С.К., Мешеряков Ю.А. Геоморфология и новейшая тектоника района строительства Сталинградского гидроузла. — Труды Ин-та географии АН СССР, т. 62, вып. 2, 1954.
- Горелов С.К., Дренев Н.В., Мешеряков Ю.А., Тиканов Н.А., Фридланд В.М. Поверхности выравнивания СССР. — Геоморфология, 1970, № 1.
- Горнунг М.Б., Мешеряков Ю.А. Опыт корреляции поверхностей выравнивания и террас вокруг Атлантики. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 1.
- Городецкая М.Е., Мешеряков Ю.А. Морфоструктурные элементы рельефа Западно-Сибирской равнины и размещение полезных ископаемых. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1968, № 3.
- Городецкая М.Е., Мешеряков Ю.А. О закономерностях морфоструктурного плана Западно-Сибирской равнины. — В сб.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Донабедов А.Т., Мешеряков Ю.А. О соотношении между локальными антиклинальными структурами и аномалиями силы тяжести в пределах Русской платформы. — Докл. АН СССР, новая серия, 1951, т. 79, № 3.
- Зятькова Л.К., Мешеряков Ю.А. Применение геоморфологических методов при поисках месторождений нефти и газа в Западной Сибири. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1959, № 4.
- Клубов В.А., Мешеряков Ю.А. Использование геолого-геоморфологических методов при комплексных поисках нефтяных месторождений на платформе. — Геология нефти, 1957, № 8.
- Левинсон В.Г., Мешеряков Ю.А. Современные тектонические движения в северном Предкавказье по данным повторного нивелирования. — В кн.: Проблемы физической географии. М., 1957.
- Лиллинберг Д.А., Мешеряков Ю.А. Морфоструктурные особенности и современные движения района Скопленского землетрясения. — В кн.: Современные движения земной коры. Тарту, 1965.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА И РЕЛЬЕФА НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНЫХ ГОРИЗОНТОВ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ

В настоящее время широко применяется методика поисков локальных структур на территории Западно-Сибирской равнины по рельефу путем морфометрического анализа топокарт и аэрофотоснимков. В связи с этим интересно выяснить и понять сложившиеся соотношения форм современного рельефа с геологической структурой отдельных стратиграфических горизонтов.

Имеется значительное число работ, исследующих пространственное изменение силы связи между различными геологическими переменными: между высотой структурных поверхностей (Мирчинк, Бухарцев, 1959; Бухарцев, 1962; Мещеряков, 1960, 1962, и др.), между глубиной залегания поверхности фундамента, аномалиями магнитными и гравитационными (Каратаев, 1966, 1970), между гравитационным полем и глубиной залегания "опорного горизонта" (Брюсов, 1964) и много др. Эта задача решается с помощью корреляционного анализа.

Корреляционный анализ разрешает две основные задачи: 1) определение формы связи, т.е. выяснение функции; 2) определение тесноты связи.

Теснота (сила) связи заключается в степени зависимости между явлениями, связь может совсем отсутствовать или ясно обнаруживаться. По форме корреляционная связь различается на прямолинейную и криволинейную. Форма связи обнаруживается той линией, около которой более или менее близко располагаются точки парных значений наблюдаемых признаков. Прямолинейная связь измеряется величиной, называемой коэффициентом корреляции. Значение коэффициента корреляции заключается между -1 и $+1$, знак "+" говорит о прямой связи, т.е. об одновременном возрастании или убывании обоих наблюдаемых признаков, знак "-" — об обратной связи, т.е. один из признаков растет, другой убывает, и наоборот. Когда коэффициент корреляции равен 0, между коррелируемыми признаками не может существовать прямолинейной связи, но это ни в коем случае не отрицает наличия криволинейной связи. С приближением коэффициента корреляции к $+1$ связь растет, с приближением к 0 — убывает. При абсолютном значении коэффициента корреляции, меньшем 0,5, связь между явлениями слабая (Плохинский, 1967, 1961).

С помощью корреляционного анализа нами сделана попытка выяснить степень сходства и различия карты современного рельефа и нескольких структурных карт, используя для этого коэффициент прямолинейной корреляции. Статистическая обработка карт производилась по программе, составленной для ЭВМ М-20 и зашифрованной под названием "Ковариация-1" (Каратаев и др., 1970). Числовые данные брались для следующих пар карт:

- 1) поверхности современного рельефа — рельефа подошвы верхнетуртаской подсвиты¹;
- 2) поверхности современного рельефа — рельефа подошвы чеганской свиты;
- 3) поверхности современного рельефа — рельефа подошвы туронских (?) отложений (ипатовская свита);
- 4) поверхности современного рельефа — рельефа подошвы марьяновской свиты (верхнеюрские отложения)¹;
- 5) поверхности современного рельефа — рельефа подошвы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла¹.

Рельеф современной поверхности задавался абсолютными высотами в метрах, рельеф погребенных горизонтов — числовыми значениями глубин их залегания. Для каждой пары карт строилась серия профилей через 20 минут по широте, в результате обработки которых получалась прямоугольная равномерная сетка точек с шагом (расстояние между точками) в 20 минут по широте и долготе.

¹ Дежурные карты, составлявшиеся различными организациями под редакцией Н.Н. Ростовцева, Ф.Г. Гурари и М.Я. Рудкевича.

Полученные таким образом числовые данные кодировались и перфорировались в соответствии с правилами, изложенными в описании программы (Каратаев и др., 1970). Для первой и пятой пары карт обработано 15 массивов по 100 пар значений, для второй – 7 массивов, для четвертой – 4 массива, для третьей – 1 массив в 225 пар значений.

Результаты счета выдавались на печать в виде нескольких выдач, одна из которых содержала значения коэффициентов корреляции пяти коррелируемых пар карт. Полученные коэффициенты корреляции относились к центрам массивов, и проводились изолинии, характеризующие меру прямолинейности связи (см.рис.1,2,3).

При отсутствии вычислительной машины можно воспользоваться сокращенным методом расчета. Для примера приведем алгоритм вычисления прямолинейного коэффициента корреляции по способу произведений с применением корреляционной решетки (Плохинский, 1967, алгоритм 17).

Коэффициент корреляции вычисляется по формуле:

$$r = \frac{C_{1.2}^1}{\sqrt{C_1^1 \cdot C_2^1}} [N \geq N_{st}],$$

$$C_{1.2}^1 = \Sigma(a_1 \Sigma f a_2) - \frac{(\Sigma n a_1)(\Sigma n a_2)}{N},$$

$$C_1^1 = \Sigma n a_1^2 - L \quad L = \frac{(\Sigma n a_1)^2}{N}; \quad C_2^1 = \Sigma n a_2^2 - H \quad H = \frac{(\Sigma n a_2)^2}{N};$$

где: r – коэффициент корреляции; $C_{1.2}^1$ – дисперсия произведений центральных отклонений вариаций по двум коррелируемым признакам (абсолютные высоты современного рельефа и рельефа подошвы доверхнеолигоценовых отложений), C_1^1 и C_2^1 – дисперсии первого и второго коррелируемых признаков, выраженные в квадратах классового промежутка; N – общее число пар значений; n_1 и n_2 – число пар значений для нижнего и правого вариационных рядов; f – частоты, a_1 и a_2 – условные отклонения.

Пример вычисления коэффициента корреляции для больших групп по корреляционной решетке

2 \ 1	20	40	60	80	n_2	a_2	$C_{1.2}^1 = 188 - 106.4 = 81.3$
120	-	1	5	12	18	4	$C_2^1 = 444 - 284.4 = 159.6$
100	-	-	2	-	2	3	$\Sigma(a_1 \Sigma f a_2) = 271$
80	4	22	2	-	28	2	$C_{1.2}^1 = 271 - \frac{98 \cdot 160}{90} = +96.8$
60	7	19	-	-	26	1	
40	14	2	-	-	16	0	
n_1	25	44	9	12	90	$\Sigma n a_1 = 98$	$l = \frac{98^2}{90} = 106.7$
a_1	0	1	2	3	-	$\Sigma n a_1^2 = 188$	
$\Sigma f a_2$	15	67	30	48	160	$\Sigma n a_2 = 160$	$h = \frac{160^2}{90} = 284.4$
						$\Sigma n a_2^2 = 444$	
$r = \frac{+96.8}{\sqrt{81.3 \cdot 159.6}} = +0,85$						$N = 90$ $N_{st} \{ 5-7-10 \}$	

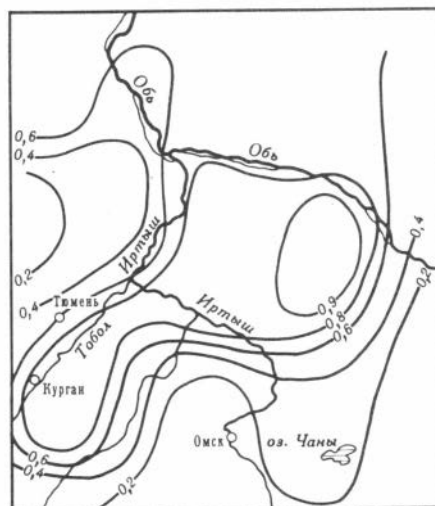
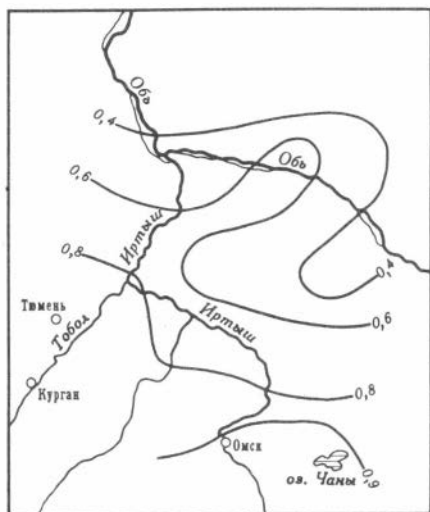
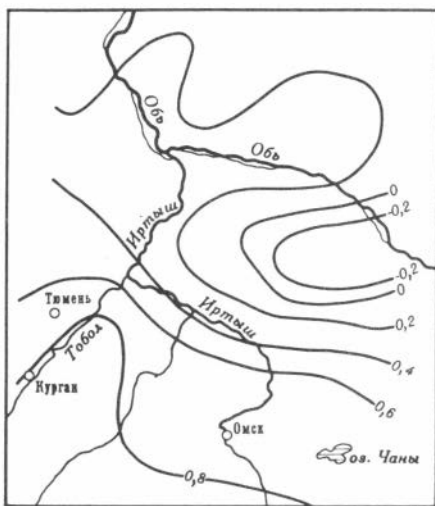


Рис. 1. Схема коэффициентов корреляции современного рельефа и рельефа подошвы верхнетуртасской подцветы.

Рис. 2. Схема коэффициентов корреляции современного рельефа и рельефа подошвы чеганской свиты.

Рис. 3. Схема коэффициентов корреляции современного рельефа и рельефа складчатого фундамента.

Достоверность коэффициента корреляции проверялась путем сравнения числа коррелируемых пар со стандартными объемами, определенными по фишеровскому показателю. Значения стандартных объемов решетки $[N_{st} \{ 5-7-10 \}]$ для коэффициента корреляции $+0,85$ и трех порогов вероятности ($0,95-0,99-0,999$) безошибочных прогнозов взяты из готовой таблицы (Плохинский, 1967, табл. 9, стр. 73).

Как видно из рис. 1, в общем для рассматриваемой территории устанавливается прямая связь современного рельефа со структурой подошвы верхнеолигоценовых образований, абсолютные высоты которой колеблются от минус 80 до плюс 60 м. Теснота связи составляет в среднем $0,69$. Особенно хорошая теснота связи ($0,8-0,9$) современного рельефа со структурой подошвы верхнетуртасской подцветы фиксируется в пределах северо-западной части Обь-Иртышского междуречья, приуроченной в основном к Среднеобской новейшей крупной впадине, характеризующейся в общем унаследованным развитием (Варламов, 1969).

Очень слабая теснота прямой связи между современным рельефом и структурой подошвы верхнетуртасской подцветы отмечается лишь в юго-восточной части района (Чановская впадина и левобережье р.Иртыша), которая претерпела существенную перестройку структурного плана в неогеновое и в особеннос-

ти в позднеплиоцен-четвертичное время, что обусловило развитие (например, в пределах значительной площади Кулундинско-Барабинской крупной впадины) инверсионного рельефа. В общем анализ вышеуказанных пар карт показывает прямую связь современного рельефа с особенностями проявления новейших тектонических движений, с их ведущей ролью в структурообразовании позднеолигоцен-четвертичных отложений.

Характер связи современного рельефа и рельефа подошвы чеганской свиты (высотные отметки ее варьируют от минус 450 до минус 50 м) также прямой и в основном достаточно тесный (рис. 2). Однако в данном случае наиболее полная теснота связи в отличие от первых двух рассмотренных пар устанавливается для южной части данной территории (район г. Омска), где коэффициент корреляции достигает +0,9. Несколько хуже (0,6-0,8) эта связь фиксируется в пределах субширотного течения р. Иртыша и ниже устья р. Тобола - в Ханты-Мансийской впадине.

Очень слабая прямая теснота связи (0,4) характерна для правобережья р. Оби (южный склон Сибирско-Уральской новейшей структурной гряды; Варламов, 1969).

Такая связь для Сибирско-Уральской структурно-геоморфологической области сомнительна, поскольку эта область, имеющая субширотную ориентировку, начала испытывать общее поднятие с олигоценового времени и четко выражена в современном рельефе. Надо полагать, что полученные результаты являются в значительной мере ошибочными из-за недостатка фактических материалов, имевшихся в нашем распоряжении.

Площадь, на которой производилась корреляция связей современного рельефа со структурой подошвы туронских (?) отложений, значительно меньше изображенной на рис. 1, 2 и 3. Это объясняется отсутствием более или менее точных структурных карт, составленных в целом на всю центральную часть Западно-Сибирской плиты (до 1967 г.). Исследованиями была охвачена площадь около 150 тыс. км², расположенная в основном в районе г. Омска и к северу от него. Северная граница этой площади проходит приблизительно на широте г. Тобольска, западная - несколько западнее г. Омска и восточная - по 78° в.д. Обе отметки подошвы туронских (?) отложений здесь варьируют от минус 1200 до минус 700 м.

В результате проведенных исследований для данной площади установлена прямая связь современного рельефа с рельефом подошвы туронских (?) отложений. При этом выявлена очень хорошая теснота связи, коэффициент корреляции в среднем равен 0,83. Такое большое значение коэффициента корреляции данной пары карт, вероятно, объясняется тем, что туронские (?) отложения формировались в довольно спокойных трансгрессивных условиях и что структура их обусловлена дифференцированными тектоническими движениями, проявившимися в основном в позднепалеоген-четвертичное время и унаследованными с позднего мела.

Корреляция связей современного рельефа с рельефом подошвы марьяновской свиты (абсолютные высоты ее колеблются от минус 3000-3200 до минус 2000 м) осуществлялась для площади 300 тыс. км². Южная граница ее расположена на широте г. Омска, северная - по правобережью р. Оби (62° с.ш.), западная и восточная - по 78° в.д. Эта площадь характеризуется в общем очень слабо выраженной прямой связью либо отсутствием этой связи. Относительно лучшее отображение в современном рельефе получили Верхне-Демьяновский свод, южная часть Сургутского свода и осевая зона Юганской впадины. Видимо, эти структуры продолжали развиваться (хотя, возможно, и не очень активно) в новейшее время, во время формирования основных черт современного рельефа Западно-Сибирской плиты.

Результаты изучения корреляционных связей современного рельефа и рельефа подошвы мезозойско-кайнозойского платформенного чехла в общем виде изображены на рис. 3. Устанавливается, что в южной части района, где глубина залегания подошвы чехла обычно не превышает 1,0-1,5 км, теснота связи хорошая, коэффициент корреляции равен 0,8. В районе субширотного течения

р.Иртыша и к северу от него (Среднее Приобье), где подошва чехла погружается на глубины 3,0–3,5 км и более, эта связь становится очень слабой, затем совершенно отсутствует и коэффициент корреляции приобретает отрицательные значения. В пределах Среднего Приобья в современном рельефе не выражены даже такие крупные структурные элементы (по подошве платформенного чехла), как Сургутский свод и Юганская впадина, характеризующиеся большими амплитудами и унаследованностью структурного развития.

Проведенное изучение корреляционных связей современного рельефа и рельефа некоторых структурных горизонтов центральной части Западно-Сибирской плиты позволяет сделать следующие выводы.

1. Прямая связь рельефа с различными структурными горизонтами и с высокими значениями коэффициента корреляции устанавливается до глубин их залегания, в основном не превышающих 1,5 км.

2. За исключением районов, характеризующихся инверсионным рельефом (Кулундинско-Барабинская впадина), структурно-геоморфологическими методами, в том числе и морфометрическими, можно с достаточной степенью точности выявлять рельеф подошв верхнетургасской подсвиты, чеганской свиты, ипатовской свиты и более древних горизонтов, глубины залегания которых не превышают 1,5 км.

3. До проведения сравнительно детальных структурно-геоморфологических работ следует установить в региональном плане корреляционные связи современного рельефа с рельефом горизонтов, которые будут объектами этих работ. Результаты региональных исследований по данному вопросу являются основой для детальных работ, в особенности в интерпретации получаемых геоморфологических материалов для решения задач структурной геологии.

4. Применение геоморфологических методов значительно удешевит работы по выяснению структуры вышеуказанных горизонтов как в региональном плане, так и при достаточно детальном картировании.

ЛИТЕРАТУРА

- Брюсов Б.А. Интерполяционные возможности метода статистической корреляции гравиметрических и сейсмических данных. – В сб.: Геофизические исследования, сб. 1. Изд-во МГУ, 1964.
- Бухарцев В.П. Несоответствие структурных планов и нефтегазоносность. – В сб.: Опыт применения математической статистики при изучении локальных структур Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., Изд. ЦНИИ ИТЭИНефтегаз, 1962.
- Варламов И.П. Карта новейшей тектоники Западно-Сибирской равнины масштаба 1:2 500 000. Изд. Картографо-геодез. предприятием ГУЦР, 1969.
- Каратаев Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Каратаев Г.И., Захарова Т.Л., Черная Н.Н., Шемякин М.Л., Миков Б.Д. Моделирование процесса геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий на электронных цифровых машинах (практическое руководство). Новосибирск, "Наука", 1970.
- Мешеряков Ю.А., Сетунская Л.Е. Приемы количественной характеристики взаимосвязей природных явлений по картам с помощью коэффициента корреляции. – Изд. АН СССР, серия геогр., 1960, № 1.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1962, № 3.
- Мирчинк М.Ф., Бухарцев В.П. О возможности статистического исследования структурных соотношений. – Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 5.
- Плохинский Н.А. Биометрия. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Плохинский Н.А. Алгоритмы биометрии. Изд-во МГУ, 1967.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И РОЛЬ ИХ В СТРОЕНИИ РЕЛЬЕФА БОКСИТОНОСНЫХ РАЙОНОВ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структурно-геоморфологические исследования в бокситоносных районах юго-запада Сибирской платформы производились нами для выявления новейших тектонических структур и изучения времени, направленности и интенсивности тектонических движений, создавших эти структуры¹.

Бокситоносные отложения на юго-западе Сибирской платформы развиты в пределах Енисейского кряжа в приангарской части Среднесибирского плоскогорья. Поскольку структуры Енисейского поднятия по крайней мере с мезозойской эры развивались в общем плане Сибирской платформы, составляя с ней единое целое (Боголепов, 1967), а бокситонакопление началось в меловой период, поднятие Енисейского кряжа включается нами в структурном отношении в состав Сибирской платформы. В данной статье предлагается схема неотектонических движений, разработанная на основе геологических и геоморфологических материалов, собранных автором в ходе полевых работ 1958–1970 гг. (а также в результате аэровизуальных наблюдений, анализа гипсометрии и дешифрирования аэрофотоснимков) на Енисейском кряже и на прилегающих к нему территориях Западно-Сибирской низменности и Среднесибирского плоскогорья в пределах широтного течения Ангары².

Между развитием новейших тектонических структур, формированием рельефа и характером накопления молодых отложений, коррелятных этому рельефу, существует прямая причинно-следственная связь. Поэтому для выявления неотектонических структур производилось изучение состава, строения разреза, характера развития, структурно-фациальных особенностей верхнекайнозойских отложений и особенностей строения рельефа.

Рассматриваемая часть Сибирской платформы с палеозоя испытывает постоянное воздымание, поэтому основным фактором рельефообразования являются здесь неотектонические движения. Большая длительность, сравнительно слабая интенсивность поднятия и резкие контрасты в прочности коренных пород (относительно рыхлые песчаники позднего палеозоя и трапповые интрузии, кварциты докембрия и алевролиты мезозоя и т.п.) предопределили здесь важную роль литогенного фактора и, в частности, обусловили высокую степень отпрепарированности древних структур. Элементы рельефа, обусловленные литогенным фактором, развиты весьма широко и часто затушевывают или искажают проявление неотектонических движений в строении рельефа; оценка этих искажений составляла первоочередную задачу работ.

Описываемая территория расположена во внеледниковой зоне. Постоянное воздымание и относительно высокое гипсометрическое положение исключали развитие здесь обширных подпорных бассейнов, оказавших значительное влияние на строение рельефа Западно-Сибирской плиты. Климатический фактор рельефообразования отразился лишь в моделировании, реже – в создании отдельных форм рельефа, а на общий план строения рельефа существенного влияния не оказал.

¹ Формирование бокситоносных отложений здесь закончилось в эоцене. Характер, направленность и интенсивность неотектонических движений определили сохранность бокситоносных отложений в одних и разрушение (его степень и характер) в других частях этой обширной территории.

² Обоснование выделения конкретных структур и времени их проявления потребовало бы детального описания рельефа и разреза верхнекайнозойских отложений, что невозможно в небольшой статье. Поэтому ниже приведены лишь те немногочисленные факты, которые представляются наиболее существенными для подтверждения излагаемых построений.

Начало и продолжительность неотектонического этапа определяются возрастом рельефа¹. Здесь мы принимаем за начало формирования рельефа основных междуречий первую половину олигоценовой эпохи, исходя из того, что наиболее древними отложениями, залегающими на водоразделах, являются каолинит-галлуазитовая кора выветривания раннего олигоцена и отложения, относимые к бельской свите средне-позднеолигоценового времени. Эоценовые отложения залегают в карстовых воронках на Енисейском кряже, Иркинском выступе и Чадобецком поднятии. Они венчают собой разрез мел-палеогеновых бокситоносных отложений и срезаются поверхностью современных водоразделов, так же как и более древние отложения. Общий ход геологического развития, насколько он сейчас известен, подтверждает такую датировку.

Изучение мезозойских отложений западной окраины Сибирской платформы показало, что последним в мезозое этапом интенсивных поднятий ее юго-западной части был конец ранней и поздняя эпоха мелового периода (Боголепов, 1967). В течение палеоцена и эоцена происходило выравнивание рельефа. В палеоцене в осевой части Енисейского кряжа сохранился еще расчлененный рельеф, а в отложениях, выполняющих карстовые воронки Татарской группы бокситовых месторождений, как показал К.В. Боголепов (1961а, б), значительна роль проловияльного и колловиального материала. К концу эоцена относится окончательное выравнивание рельефа.

В начале олигоцена на выровненной и сильно сниженной поверхности Енисейского кряжа, которая, по-видимому, составляла тогда единую структурно-денудационную поверхность с расположенными восточнее частями Сибирской платформы, в условиях умеренно теплого (Боголепов, 1961а) климата формируется каолинит-галлуазитовая кора выветривания.

Таким образом, морфоцикл, в результате которого была создана основная поверхность междуречий, завершился в раннем олигоцене.

В среднем олигоцене с деформации этой поверхности начинается неотектонический этап, в течение которого поверхность, созданная к середине олигоцена, была сильно деформирована, в участках новейших поднятий неравномерно денудирована, частично размыва современной гидросетью. Эта древняя сильно деформированная поверхность в настоящее время является высокой поверхностью водоразделов. Более низкая поверхность водоразделов тяготеет к современным крупным долинам и относится к полигенетической поверхности выравнивания, созданной незавершенным морфоциклом неогенового периода. Обе поверхности в разной степени расчленены современной гидросетью, заложившейся во второй половине неогенового периода.

Наиболее полно неотектонические движения отразились в рельефе основной поверхности водоразделов. Поскольку в течение неотектонического этапа вся юго-западная часть Сибирской платформы испытывала непрерывное поднятие, верхнекайнозойские отложения (за исключением четвертичных) развиты здесь, весьма ограниченно и новейшие структуры являются в основном обнаженными², а потому почти все крупные новейшие структуры в той или иной степени выражены в рельефе.

Неотектонические структуры имели в значительной степени унаследованный характер. В плане наиболее крупных структур (юго-западное крыло Тунгусской синеклизы, поднятие Енисейского кряжа) эта унаследованность была полной. Менее крупные структуры, вплоть до небольших грабенных позднечетвертичного возраста, имели частично унаследованный характер.

В целом юго-западная часть Сибирской платформы от осевой части Тунгусской синеклизы у с. Кежда до Енисея испытывала в неотектонический этап вос-

¹ Выяснение возраста современного рельефа и возможности сохранения реликтов древнего рельефа — проблема хотя и важная в практическом отношении, но очень сложная, дискуссионная и потому в объеме данной статьи рассмотрена быть не может.

² В понимании Н.А. Флоренсова (1960).

ходящее эпейрогеническое движение, относительно замедленное в осевой части синеклизы, более активное в пределах поднятия Енисейского кряжа. О количественных показателях неравномерности поднятия можно судить по увеличению высоты террас Ангары вниз по течению от с. Кежма к Енисею (табл. 1)¹. Суммарный эффект неравномерности этого поднятия составил за поздний плейстоцен 8–10 м, за средний и поздний плейстоцен – 15–20 м, за весь плейстоцен – 25–35 м. Эти цифры при сопоставлении их с абсолютной продолжительностью времени показывают, что неравномерность эпейрогенического поднятия заметно увеличилась в позднем плейстоцене.

По-видимому, эта неравномерность воздымания не оставалась постоянной и в более ранние этапы тектонического развития Северного Приангарья и в значительной мере определила понижение основной поверхности водоразделов от Енисейского кряжа к осевым частям Тунгусской синеклизы на 200–250 м. Сравнивая эту цифру с величиной деформации террас за четвертичный период (около 1 млн. лет), убеждаемся, что в дочетвертичное время скорость деформации водоразделов была в несколько раз меньше. Таким образом, сравнительно с неогеновым и палеогеновым в четвертичный период неравномерность воздымания юго-западного крыла и осевой части Тунгусской синеклизы заметно усилилась и достигла максимума в позднем плейстоцене.

На фоне этой наиболее крупной структуры развивались более мелкие структуры субмеридионального и субширотного простираения, а также наложенные на них локальные впадины и поднятия величиной от 100 × 130 км до первых десятков километров.

Неотектонические структуры субмеридионального простираения созданы дифференцированными движениями, унаследованными по крайней мере с мезозойской эры. К этим структурам относится сводово-глыбовое поднятие Енисейского кряжа и зона Приенисейского ступенеобразного погружения Сибирской платформы на левобережье Енисея.

Сводово-глыбовая природа Енисейского кряжа хорошо видна в современном рельефе. Западный склон его резко ограничен зоной Енисейского разлома, выраженной в рельефе в виде уступа, на ряде участков имеющего неотектонический характер. Восточное ограничение Енисейского кряжа также имеет тектоническое происхождение, но выражено менее четко, что позволяет говорить о некоторой постепенности структурного перехода между Енисейским кряжем и Северо-Сибирским плоскогорьем.

Вдоль западного тектонического шва Енисейского кряжа неоднократные тектонические поднятия происходили в мезозое (Боголепов, 1967). В палеоцене и эоцене, судя по большой глубине и строению карстовых воронок Татарской группы бокситопоявлений (рис. 1), западная часть Енисейского кряжа также активно поднималась. В восточной же части кряжа, в пределах Ангаро-Питского синклиория, карстовые процессы в это время (Енисейская группа бокситопоявлений) развивались слабо, что может свидетельствовать о невысоком в то время положении водоразделов относительно базиса эрозии и об отсутствии активных поднятий. Поднятия по восточной зоне разломов Енисейского кряжа происходили, по-видимому, позже, в конце палеогена и в неогене.

¹ Между селами Кежма и Мотыгино Ангары принимает сравнительно небольшие притоки. Сток ее на этом расстоянии увеличивается очень мало. Соответственно высота пойменных террас между селами Кежма и Мотыгино почти не меняется. Строение долины основных притоков Ангары на этом участке (Чадобец, Иркияева, Каменка и др.) показывает, что в основных чертах эти долины сформировались уже к раннечетвертичной эпохе. Следовательно, с тех пор и поныне увеличение стока Ангары между селами Кежма и Мотыгино было небольшим и не могло явиться причиной изменения высоты надпойменных террас (точно так же, как оно не вызывает изменения высоты пойменных террас), а веерное расхождение террас Ангары вниз по течению не могло быть вызвано гидрологическими причинами.

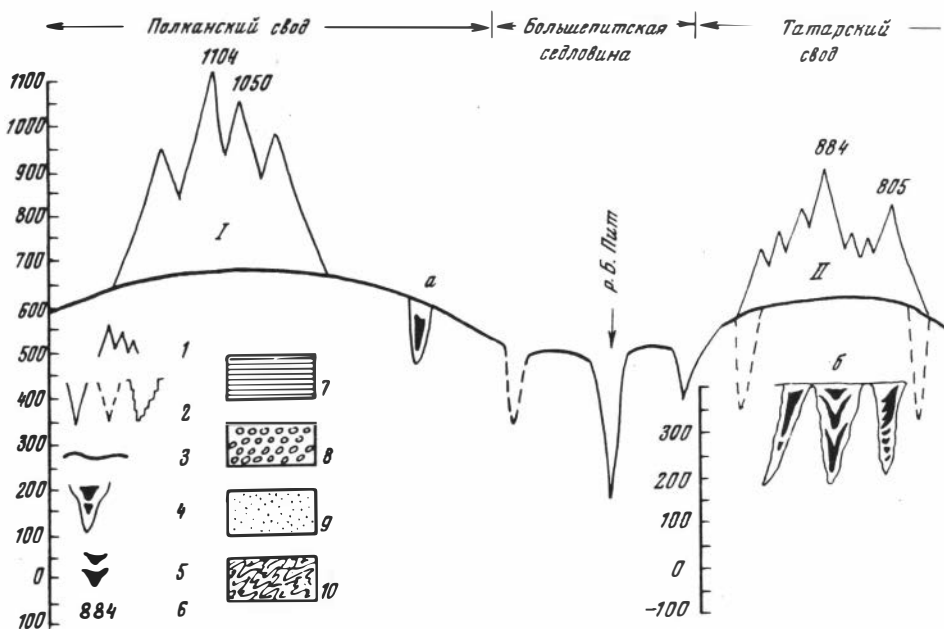


Рис. 1. Схема строения рельефа центральных частей Енисейского кряжа.

1 - отпрепарированные возвышенности, 2 - врезы современных долин, 3 - основная поверхность водоразделов, 4 - карстовые полости с бокситоносными отложениями, 5 - тела бокситов, 6 - абсолютные отметки, 7 - углисто-гли-

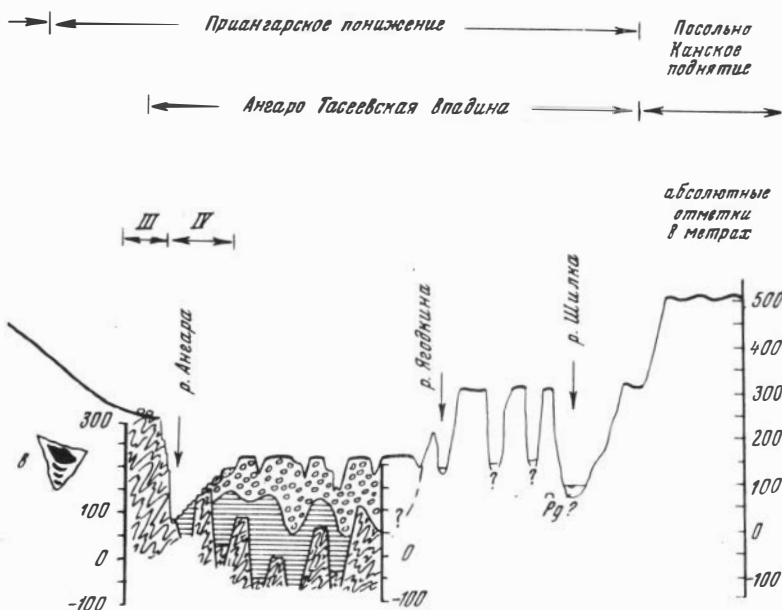
Блоковый поднятие Енисейского кряжа затухает к концу плиоцена. Даже вдоль западной, Енисейской зоны разломов, отличавшейся в более ранние этапы геологической истории наибольшей активностью, судя по отсутствию перекоса в долине Енисея, подвижек не происходило¹.

Сводовой характер Енисейского кряжа хорошо виден в его поперечном профиле. Осевая часть его существенно выше краевых частей. Северо-Енисейский кряж имеет более симметричную, правильную форму. Южно-Енисейский кряж асимметричен, и свод его осложнен продольными блоковыми подвижками на более пологом, западном склоне. Тектонические уступы высотой до 150-200 м прослеживаются к востоку от с. Предивинск, в Посольно-Кузеевском районе и т.д. Тектонический уступ, известный в среднем течении рек Юдинки и Большой Кимбирки, совпадает с древним разломом, обновленным в послемiocеновое время. Слои кирнаевской свиты миоценового возраста по этому разлому согласно наблюдениям И.А. Санжары (Альтер, 1964) в восточном крыле подняты на 100 м выше, чем в западном. Следы частных блоковых подвижек на своде Северо-Енисейского кряжа не наблюдаются.

Также унаследованный характер и субмеридиональное, согласное с блоковой структурой приплатформенной ступени простираение имеют новейшие структуры приенисейской части Западно-Сибирской низменности. Новейшее поднятие Галанинского выступа (рис. 2) частично совпадает с древним блоком, ограничивающим с запада Казачинскую котловину палеозойского возраста (рис. 3). Кемский прогиб, формировавшийся в олигоцене и миоцене, наследует зону опусканий мелового периода.

В палеогене рельеф к востоку от Енисейского кряжа, по-видимому, был выровненным. Направление гидросети, как и на Западно-Сибирской низменнос-

¹ Возможно, за исключением северных частей Енисейского кряжа, где следы перекоса долины Енисея отмечались В.А. Зубаковым (1959).



нистые отложения олигоцена (бельская свита), 8 – песчано-галечниковые отложения миоцена и первой половины плиоцена (кирнаевская свита), 9 – аллювий четвертичной системы, 10 – докембрийские метаморфизованные породы. Остальные обозначения см. в тексте.

ти, подчинялось общему наклону водоразделов с юга на север. Судя по составу пород бельской свиты на Енисейском кряже, ангарское направление гидро-сети еще не существовало. Характер развития и строение аллювиальных отложений палеогенового возраста в верховьях Мадашена и нижнего течения Чадобца (Пельтек, 1967; Кривцов, 1969, и др.) позволяют предполагать, что в палеогене гидросеть Сибирской платформы непосредственно восточнее Енисейского кряжа имела почти перпендикулярное современному, субмеридиональное направление.

Неотектонические структуры субширотного простирания в отличие от основной структуры и структур субмеридионального простирания созданы лишь частично унаследованными движениями. В значительной части они имеют "транзитное" простирание, секущее почти вкрест крыло Тунгусской синеклизы и мегаморфоструктуру субмеридионального простирания. Структуры субширотного простирания представлены валами и обширными понижениями, прослеженными в рельефе от осевых частей Тунгусской синеклизы, через поднятие Енисейского кряжа до восточной окраины Западно-Сибирской плиты включительно.

К востоку от Енисейского кряжа эти широтные структуры унаследованы от более древних (Чадобецко-Кодинский прогиб, зона Ангарских складок, широтное простирание Мурского прогиба). Унаследованность нарушается западнее замыкания названных древних структур. А на продолжении к западу Мурского прогиба в рельефе наблюдается даже возвышенность. Здесь на сочленении древних структур субмеридионального (Енисейский кряж), северо-западного (Чуно-Бирюсинское поднятие) и субширотного (восточное окончание Мурского прогиба, Иркинеевский выступ) простираний создавалась ослабленная зона, по которой произошло особенно активное внедрение интрузий трапповой формации. Обширные поля траппов образуют здесь литогенную возвышенность. Зона новейшего широтного прогиба, секущая здесь древние структуры, выражена в рельефе слабо и прослеживается в основном по развитию в его пределах неогеновых аллювиальных отложений.

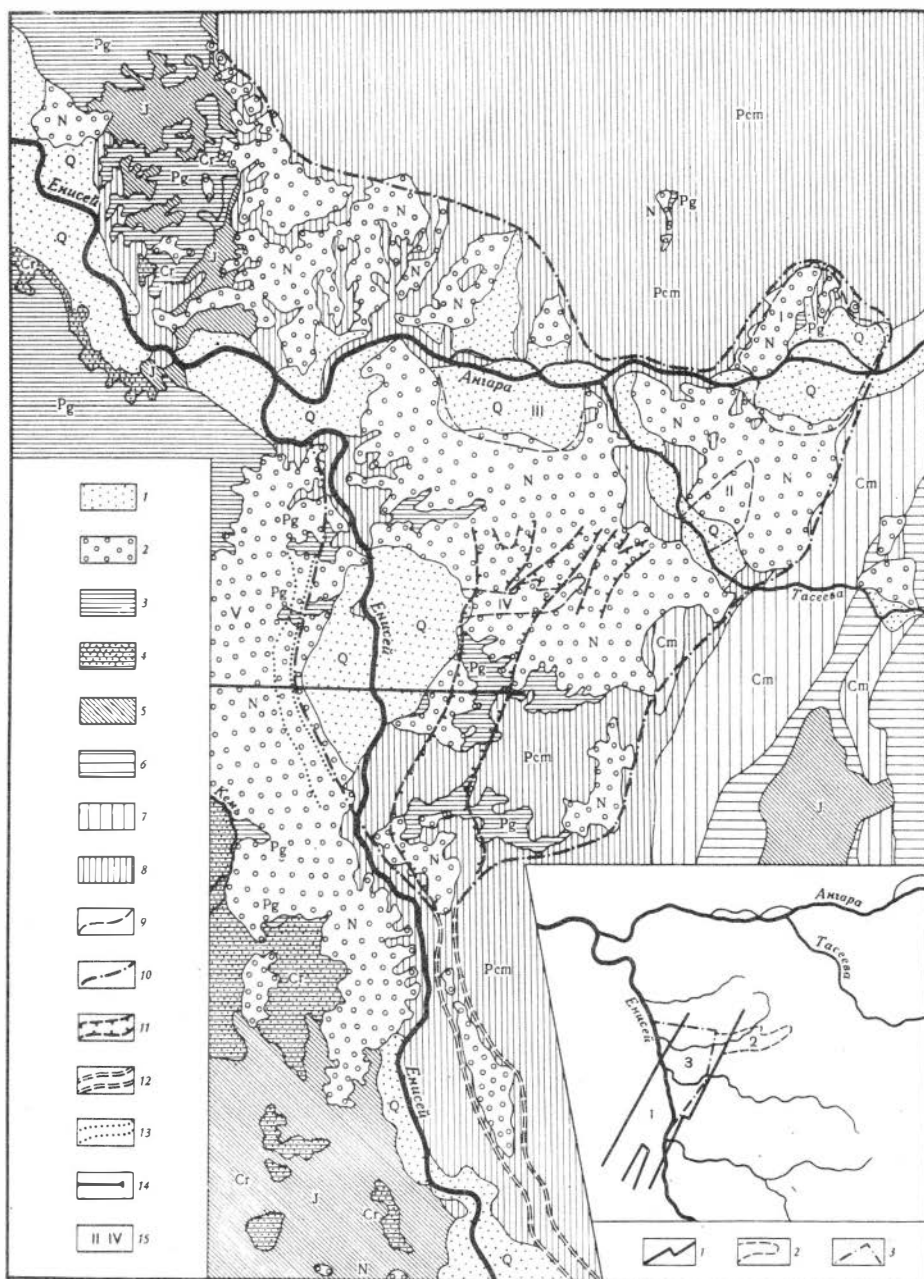


Рис. 2. Геологическое строение Ангаро-Тасеевской впадины.

1 - четвертичные отложения (показаны там, где большие мощности их целиком или частично predetermined неотектоническими движениями), 2 - неогеновые отложения, 3 - палеогеновые отложения, 4 - меловые отложения, 5 - юрские отложения, 6 - средне- и верхнепалеозойские отложения, 7 - кембрийские отложения, 8 - докембрийские породы Енисейского кряжа, 9 - границы структур олигоценного возраста, 10 - границы Ангаро-Тасеевской впадины, 11 - погребенные участки ископаемых долин, 12 - частично выраженные в рельефе участки ископаемых долин, 13 - контур Галанинского выступа, 14 - восточная часть геологического разреза через долину Енисея и Кемский прогиб у с. Галанино (рис. 4), 15 - структуры олигоценного возраста: I. Бельско-Рыбинская котловина, II. Тасеевская котловина, III. Кулаковская котловина, IV. Сплошнинская котловина, V. Кемский прогиб. Во врезке расположение Казачинского грабена (1), Сплошнинской (2) и Галанинской (3) котловин.

На Енисейском кряже в результате наложения широтных волнообразных движений на сводово-глыбовое поднятие субмеридионального простирания образовались куполовидные формы – Татарское, Полканское и Ковригинское поднятия, разделенные седловинообразными прогибами – Большепитским и Тейско-Тисским. Неотектонический характер куполовидных поднятий подчеркивается радиальным, несогласным с литологией древних пород расположением современной гидросети, особенно четко выраженным на Татарском своде.

Интенсивность волнообразных движений широтного простирания в разных структурах была различной. Особенно ярко это отразилось в морфоструктурах Енисейского кряжа. Наибольшей амплитуды достигало поднятие срединного, Полканского свода. В современном рельефе он на 200–250 м выше Татарского свода. Эта разница занижена более интенсивным денудационным срезом Полканского свода. Бокситоносные карстовые воронки на Татарском своде расположены на отметках 370–390 м и имеют глубину 220–250 м (отметка дна около 160 м), а в Сулакшихинском месторождении (краевая часть Полканского свода) – на отметках 570–580 м при глубине 120 м и отметке дна 450 м (см. рис. 1). Строение всех этих воронок и характер залегания в них бокситоносных палеоцен-эоценовых отложений аналогичны, что указывает на большее сходство в формировании воронок. Если бы в палеоцене и эоцене Полканский и Татарский своды располагались на одном уровне (что маловероятно), то и глубины крупных карстовых воронок были бы сходны, а современная глубина Сулакшихинского карста свидетельствует о большем (на 120 м) послеэоценовом денудационном срезе Полканского свода в сравнении с Татарским. Учитывая возможную унаследованность новейших движений, можно полагать, что в палеоцене и эоцене Полканское поднятие было выше Татарского, а Сулакшихинский карст был более глубоким, чем Татарский. Таким образом, разница восстановленных высот Татарского и Полканского сводов превысит 300–350 м. Из них лишь небольшая часть приходится на первичное превышение Полканского свода над Татарским¹. Остальное же составляет разницу амплитуд этих поднятий.

В более интенсивное поднятие Полканского свода были вовлечены и соседние с ним Большепитская и Тейско-Тисская седловины, что явилось причиной незначительной их ширины, высокого расположения дна и, возможно, резко ограниченного развития олигоценовых и неогеновых отложений. В то же время отделенные от Полканского Татарским и Ковригинским сводами Приангарский и Тунгусский прогибы отличаются значительной шириной.

К западу от Енисейского кряжа, в приенисейской части Западно-Сибирской низменности рельеф водоразделов имеет весьма молодой возраст и представляет собой соответственно аккумулятивную часть неогеновой полигенетической поверхности выравнивания и аккумулятивную равнину среднечетвертичного возраста. На рельеф большое влияние оказали молодые тектонические поднятия, развернувшиеся южнее района, в предгорьях Саян, а также опускания, развернувшиеся севернее района. Широтные валы и прогибы здесь практически не выражены в рельефе, но ясно прослеживаются по характеру развития олигоценовых и неогеновых отложений. Так, к западу от приангарского понижения Енисейского кряжа расположен Кемский прогиб, в котором мощность неогеновых и олигоценовых отложений превышает 200 м (см. рис. 3). Севернее устья Ангары, на западном продолжении Татарского вала (хотя вал и осложнен с запада Зыряно-Рудиковской впадиной древнего заложения) мощность неогеновых и олигоценовых отложений в приенисейской части Западно-Сибирской низменности резко уменьшается, происходит замыкание Кемского прогиба. Далее к северу продолжение Большепитского прогиба в Западном направле-

¹ Выровненность рельефа в начале олигоцена (см. выше) позволяет предполагать, что в эоцене, на который приходится конец мезозойского тектонического цикла (Боголепов, 1967), превышения на Енисейском кряже были невелики.

нии выражено обширным полем неогеновых и олигоценых отложений на Обь-Енисейском водоразделе. Западнее Полканского свода, в бассейнах рек Анциферовки и Авериной поднятие фиксируется выходами меловых отложений и размытием олигоценового и миоценового аллювия. В верховьях р.Авериной поднятие, по данным Е.Я. Синюгиной (1967), выражено в рельефе.

Широтные валы и прогибы на Среднесибирском плоскогорье и Енисейском кряже, равно как и поля развития олигоценых и миоценовых отложений на левобережье Енисея, связаны постепенными переходами и не ограничены разломами¹. Очевидно, широтные валы и прогибы являются результатом пологих, весьма обширных пластических деформаций. Амплитуда их на Енисейском кряже достигала 300-400 м. В приенисейской части Западно-Сибирской низменности (где рельеф подчиняется общему уменьшению интенсивности тектонических поднятий с юга к северу и где в связи с этим широтные новейшие структуры снивелированы денудацией под одну поверхность, наклоненную к северу) амплитуда широтных складчатых движений, вычисленная по залеганию подошвы олигоцен-миоценовых отложений, равна 200 м, а с учетом денудационного среза меловых отложений в бассейнах рек Авериной и Анциферовки, возможно, и больше. На Сибирской платформе новейшие структуры широтного простираения наследуют свой план еще с палеозоя, и выяснить амплитуду новейших движений (т.е. ее часть в суммарном результате) здесь сложнее. Судя по разнице высот между речей Нижне-Ангарского вала и Чадобецко-Кодинского прогиба², амплитуда эта достигала по меньшей мере 100 м.

Пликативная тектоника, выраженная на юго-западе Сибирской платформы в медленных, устойчивых волнообразных (складкоподобных) изгибах земной коры, по-видимому, сопровождалась образованием трещиноватости в сводовых частях поднятий. Часто эта трещиноватость подчеркивается расположением гидросети. Но осложнения этих поднятий блоковой тектоникой не наблюдается. Во всяком случае, хребты и межхребтовые понижения имеют литогенный, отпрепарированный характер, а разломы, которые могли бы ограничивать молодые блоки, геологическими методами не устанавливаются.

В сочетании на Енисейском кряже сводово-глыбовой мегаморфоструктуры субмеридионального простираения и субширотных пликативных структур, как и в более южных районах, подробно изученных Н.А. Флоренсовым, "... мы действительно имеем дело со сложными структурами, включающими в себя элементы пластических и хрупких деформаций" (Флоренсов, 1964, стр. 584).

О возрасте широтных складкоподобных движений можно судить по времени образования Нижне-Ангарского вала и разрушению долины палео-Енисея³.

Долина палео-Енисея в олигоценовой и начале миоценовой эпохи развивалась вдоль западного склона Енисейского кряжа по типу аллювиальной равнины; характерно также широкое распространение в сохранившихся остатках отложений палео-Енисея аллювиальных толщ, построенных по констративному и перстративному типам. Все это не позволяет допускать развитие широтных валообразных поднятий в пределах юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности в позднем олигоцене и миоцене, синхронных существованию долины палео-Енисея. По-видимому, как раз такие поднятия, проявившиеся с середины миоцена, и послужили одной из причин распада этой долины.

¹ Ангаро-Тасеевская впадина (описание см. ниже), осложненная блоковыми движениями, в обширном Приангарском прогибе занимает лишь центральную часть. Крылья же этого прогиба не осложнены широтными дизъюнктивными нарушениями новейшего тектонического этапа.

² Чадобецко-Кодинский прогиб, заложившийся еще в палеозое, в неотектонической структуре продолжается на запад до Енисейского кряжа, где сливается с Большепиттской седловиной.

³ Здесь имеется в виду долина палео-Енисея неотектонического этапа, непосредственно предшествовавшая заложению современной долины Енисея.

Подпруженная на севере валообразным широтным поднятием (создавшим на Енисейском кряже Полканский свод), долина палео-Енисея начала смещаться к востоку, в пределы Ангаро-Тасеевской впадины (см. рис. 2), испытавшей в то время тектоническое опускание (Приангарская зона широтных опусканий). Огромная излучина палео-Енисея (от современного Казачинского порога до низовьев Ангары) перемещалась по Ангаро-Тасеевской впадине, часто меняя свое положение (два наиболее стабильных и долго существовавших положения ее зафиксированы Западной и Восточной погребенными долинами палео-Енисея), до тех пор, пока в середине плиоцена Енисей не прорезал широтное тектоническое поднятие, расположенное севернее Ангаро-Тасеевской впадины. С этого времени Енисей на всем протяжении вдоль Енисейского кряжа формирует свою современную долину.

Судя по грубообломочному песчано-галечному составу аллювия палео-Енисея, уклон его русла (и эрозионная активность) в миоцене и начале плиоцена был довольно большим, близким к современному. В середине - второй половине плиоцена уклон его русла был меньше современного, формировались обширные террасы верхнего яруса современной долины Енисея. Очевидно, прорыв русла Енисея через широтное поднятие в середине плиоцена был вызван не усилением эрозионной активности русла, а ослаблением интенсивности поднятия. Таким образом, основная фаза неотектонических движений, создавших широтные морфоструктуры, ограничивается второй половиной миоцена - началом плиоцена. В это же время в основном были размыты отложения палео-Енисея (бельская и кирнаевская свиты) в бассейне р.Авериной на продолжении Полканского поднятия.

Ангарская широтная зона древних, палеозойских складок является полосой устойчивых поднятий мезозойской и кайнозойской эр. Однако, судя по субмеридиональному направлению основной долины восточнее Енисейского кряжа, в олигоцене зона Ангарских складок орографически выражена не была и составляла с Чадобецко-Кодинским прогибом единую разновозрастную структурно-денудационную поверхность.

Аллювиальные отложения наиболее высоких террас Ангары относятся к второй половине миоцена. Вероятно, заложение долины Ангары произошло в самом начале миоцена. Естественно, что долины, особенно в период своего заложения, используют понижения в рельефе, но не осевые части орографически выраженных валов. Следовательно, в конце олигоцене - самом начале миоцена зона Ангарских складок была еще не выражена орографически. Изгибы долины Ангары достаточно четко отражают особенности мезозойской структуры юго-запада Сибирской платформы (поворот с меридионального на широтное течение в соответствии со строением Ангаро-Вилуйского прогиба), чутко реагируют на литологические особенности коренных пород (ниже с. Кежма долина пересекает трапповые тела в наиболее узких местах, а у Ковинской антиклинали сильно изгибается и "находит" узкие промезутки между крупными трапповыми массивами и т.д.) и вполне определенно "игнорируют" морфоструктуры широтного простираания. По-видимому, в конце олигоцене зона Ангарских складок, составлявшая единую поверхность с территориями, расположенными южнее и севернее, была наиболее благоприятна: для заложения долины (как раз из-за субширотной ориентировки складок и повышенной трещиноватости, характерной вообще для сводовых частей антиклиналей). Таким образом, поднятие в зоне Ангарских складок и формирование морфоструктуры Нижне-Ангарского вала, как и в приенисейской части Западно-Сибирской низменности, начались в миоцене, после заложения долины Ангары. Поднятие это было достаточно медленным, поэтому Ангара успевала углублять свою долину.

Поднятие Нижне-Ангарского широтного вала в миоцене и начале плиоцена послужило причиной большой узости долины Ангары на уровне высоких террас и незначительной ширины придолинной поверхности выравнивания в зоне Ангарских складок по сравнению с долиной Ангары за их пределами. Последняя фаза этих поднятий приходится, по-видимому, на середину плиоцена. Она за-

Номен- клатура		Высота террас в долинах*		Террасовый	
		Ангары в низовьях и Енисея выше устья Ангары, м	Ангары у с. Кежда	комплекс	уров.
X	N ₂	150-180	140-180	высокий	высокий
IX	N ₂	125-135 до 140	110-130		
VIII	N ₂ ³ - Q ₁	100-110 до 120	75-85		
VII	Q ₂ ¹ tb	75-80 до 90	60-70	средний	нижний
VI	Q ₂ ² sm	60-65	50-55		
V	Q ₂ ³⁻⁴ ms - tz	40-45	35-40		
IV	Q ₃ ¹ kz	35-38	25-30	низкий	низкий
III	Q ₃ ² zr	23-27	18-25		
II	Q ₃ ³ kz	15-18	14-16		
I	Q ₃ ³⁻⁴ kr - st	10-12	8-11		
пой- мен- ные	Q ₄	3-7	3-6		

*В таблице даны относительные высоты, в тексте статьи - абсолютные

фиксирована расщеплением IX террасы Ангары на два уровня при пересечении Ангарой Ковинской антиклинали и формированием орографически выраженного поднятия в верховьях р.Авериной (таблица).

В четвертичном периоде волнообразные движения широтного простирания практически затухают. В строении террас Енисея, который сечет соответствующие зоны в крест простирания, деформаций не наблюдается.

Таким образом, на всей территории волнообразные тектонические движения широтного простирания происходили практически одновременно с первой половины - середины миоценовой эпохи до середины плиоценовой эпохи.

Локальные неотектонические структуры, наложенные на описанные выше более крупные структуры, имеют преимущественно блоковый характер. Самой крупной из них является Ангаро-Тасеевская впадина.

Ангаро-Тасеевская впадина (см. рис. 2) расположена в центральной части Приангарского широтного понижения Енисейского кряжа, отличается большими размерами (100 x 130 км), имеет блоковую структуру (см. рис. 1) и приурочена к субширотной зоне разломов весьма древнего заложения, разделяющей структуры Северо-Енисейского и Южно-Енисейского кряжей. Геологическое строение Иркинского выступа показывает, что тектонические движения в этой зоне разломов происходили еще в докембрии. В среднем и позднем палеозое Приангарское широтное понижение уже существовало в качестве отрицательной тектонической структуры, на что указывает развитие девонских, карбоновых и пермских отложений в Казачинской (Боголепов, 1961а), Зыряно-Рудиковской (Боголепов, 1961а), Погромнинской, Тасеевской (?) тектонических котловинах (см. рис. 2). В мезозое в Приангарском понижении продолжались унаследованные опускания и накопились юрские и меловые отложения (Зыряно-Рудиковская, Стрелковская, Мало-Мурожнинская котловины и др.). В начале кайнозоя в отдельных участках Приангарского понижения продолжа-

лось, по-видимому, накопление бокситоносных отложений, начавшееся в меловой период. Гальки бокситов известны по северной окраине Ангаро-Тасеевской впадины — в Зыряно-Рудиковской, на окраине Погромнинской (Кривцов, 1969) котловин — и в южной ее части по р. Ягодкиной. Выходы бокситоносных пород обнаружены по руч. Разгарному близ с. Стрелка (западная окраина Ангаро-Тасеевской впадины). Породы, литологически сходные с бокситоносными, известны вдоль восточной окраины Ангаро-Тасеевской впадины, к юго-востоку от Бельско-Рыбинской котловины.

Новейший тектонический этап ознаменовался заложением в олигоценовую эпоху в пределах Приангарского широтного прогиба серии тектонических котловин, ориентированных строго широтно (Кулаковская, Сполошнинская) или субширотно (Бельско-Рыбинская, Тасеевская). Котловины эти построены по типу сложных грабенов с перемещением отдельных блоков в их пределах с амплитудой до 100–200 м. Однако контрастные перемещения этих блоков происходили в основном в неогене (деформированы не только олигоценовые, но и подошва миоценовых отложений). В олигоцене же преобладали опускания, компенсировавшиеся (Боголепов, 1961а) накоплением пород бельской свиты второй половины олигоцена. В основе эти опускания были блоковыми, но в средних слоях олигоценовые отложения имеют и складчатую структуру, подчеркнутую пластами бурого угля. Последние плавно восстают от центральных частей опущенных блоков Бельско-Рыбинской котловины к их периферии, уменьшаясь в мощности и выклиниваясь до прислонения к породам фундамента.

Олигоценовые грабены в миоцене и начале плиоцена были вовлечены в общее опускание и погребены под неогеновыми отложениями, слагающими Ангаро-Тасеевскую впадину. Заложение этой впадины началось еще в олигоцене. Между олигоценовыми котловинами широко развиты маломощные отложения бельской свиты: очевидно, в конце олигоцена многие впадины между собой соединялись. Однако окончательно Ангаро-Тасеевская впадина оформилась в неогене, после некоторого перерыва в осадконакоплении, зафиксированного разрывом (Боголепов, 1961а) в кровле бельской свиты. Наибольшей интенсивности движения по разломам достигали во время накопления кирнаевской свиты. Общая амплитуда деформации подошвы последней достигала за миоцен и первую половину плиоцена в центральных частях Ангаро-Тасеевской впадины 250–280 м. Несомненно тектоническая деформация, за вычетом ископаемых врезов, достигает по меньшей мере 100–140 м. Во второй половине плиоцена (время формирования IX террасы Ангары и Енисея) тектонические движения в краевых частях Ангаро-Тасеевской впадины практически затухают. Заметных деформаций высоких террас Ангары и Енисея здесь нет. Только в центральных частях впадины опускания продолжались вплоть до четвертичного периода, поэтому отметки водоразделов там иногда ниже, чем отметки плиоценовых террас Ангары и Енисея.

Более молодые локальные структуры четвертичного возраста (простые или односторонние грабены и горсты) на юго-западе Сибирской платформы имеют существенно меньшие размеры.

Примером простого грабена может быть структура, изученная нами в районе с. Казачинского на Енисее. Здесь признаки тектонических опусканий наблюдаются уже в морфологии поверхности и строении разреза V террасы Енисея. В позднем плейстоцене зона опусканий локализуется на правобережье Енисея и приобретает резко очерченные угловатые контуры. В пределах этих контуров прислонения IV–II террас выражены весьма нечетко, поверхности их сливаются. Напротив, уступы средних и высоких террас вдоль контура зоны опусканий спрямлены, выражены в рельефе резко и имеют тектогенный облик. У низких террас, расположенных в этой зоне, мощность аллювия резко завышена, а разрез имеет констративное строение. Напротив, разрезы и мощности аллювия средних террас вдоль контура зоны опусканий (вне ее) в целом близки к нормальным.

Наиболее ярко результат новейших опусканий запечатлен в разрезе II террасы, которая формировалась в каргинское межледниковое время, что исключает

ет констративное накопление перигляциального аллювия. Против с. Галанина II терраса резко расширяется до 4 км (для литогенных расширений в долинах Ангара и Енисея характерна ее ширина до 1–2 км). Мощность аллювия этой террасы достигает здесь 33–35 м (более чем в 2 раза выше нормальной и обычной для этой террасы) и заметно увеличивается от западной границы зоны опусканий (от русла Енисея) к тыловой части террасы (см. рис. 3). Разрез почти на полную мощность вскрывает пристрежневые галечниковые фации. Такая толщина аллювия могла накопиться только в условиях локального тектонического опускания, одновременного осадконакопленню (Шанцер, 1961), что подтверждается и геоморфологическими признаками. Судя по строению разреза и мощности аллювиальных отложений, амплитуда опусканий за каргинское время достигает в центральных частях котловины 15–17 м, а близ восточной тектонической границы ее – 20–25 м. Опускания, начавшиеся здесь в конце среднего плейстоцена, продолжались до голоцена включительно, о чем свидетельствует сильная заболоченность поверхности низких террас, формирование мощных (более 5–10 м) современных торфяников, прогнутая поверхность низких террас и развите в центральных частях Казачинского болота обширных озер изометричной формы, значительно превышающих в диаметре ширину русла Енисея.

Разломы, ограничивающие молодую котловину, подобно древним, ограничивающим Казачинскую и Сполошнинскую котловины, относятся к разряду оперяющихся Енисейский глубинный разлом. Молодая котловина частично наложена на эти древние котловины. Однако разломы, по которым происходили опускания в позднем плейстоцене, не совпадают или совпадают лишь частично с разломами, активизированными в девоне и олигоцене (см. рис. 2); поэтому молодая котловина выделяется нами в качестве самостоятельной грабенообразной структуры – Галанинской котловины позднечетвертичного возраста.

Аналогичные опускания, начавшиеся, по-видимому, в самом конце среднего и наиболее активно развивавшиеся в позднем плейстоцене, четко выделяются по геологическим и геоморфологическим признакам в южной части Бельско-Рыбинской котловины, на Енисее сразу ниже устья Ангара и т.д.

Локальные опускания зафиксированы в разрезе и потому более доступны для изучения, чем обнаженные структуры, сформированные локальными поднятиями позднего плейстоцена. Однако и их удается изучить, в частности анализируя строение современных долин.

На широтном отрезке долины Ангара наблюдаются две современные бифуркации – у о. Тургенев и у с. Мотыгино. Последняя бифуркация имеет голоценовый возраст (по возрасту островов) и приурочена к литогенному расширению долины, моделированному локальным опусканием конца четвертичного периода.

Тургеневское расширение долины Ангара развито непосредственно выше Ковинской антиклинали. Литогенный фактор играл в его формировании второстепенную роль, так как в пределах самого расширения довольно много выходов крупных трапповых тел. В пределах же Ковинской антиклинали Ангара делает большой изгиб в соответствии с расположением узких "проходов" между трапповыми телами и непосредственно прорезает траппы на сравнительно небольшой площади. Расширение в основном занято наиболее древними террасами и террасами второй половины позднего плейстоцена. Последние развиты на о. Тургенев.

Формирование бифуркации на уровне высоких террас было связано с локальными поднятиями Ковинской антиклинали во второй половине плиоцена, – эти поднятия устанавливаются по расщеплению и деформации высоких террас. По-видимому, формирование бифуркации на уровне низких террас также было связано с некоторым возобновлением поднятия Ковинской антиклинали в позднем плейстоцене¹.

¹ Деформация низких террас, вызванная этим поднятием в пределах Ковинской антиклинали, была, видимо, очень невелика, и эффект ее затушеван эоловыми процессами и активной денудацией низких террас.

Ниже по течению Ангары (перед Иркинеевским кряжем, у пос. Соленого) наблюдается крупная ископаемая бифуркация Ангары на уровне V и более древних террас, соизмеримая с Тургеневской. Формирование ее, по-видимому, также было вызвано тектоническим подпором со стороны поднимавшегося до конца среднего плейстоцена периклинального замыкания свода Иркинеевского выступа. Закончились эти поднятия в казанцевское время (IV терраса имеет здесь еще аномально широкое развитие и повышенную мощность русловых фаций аллювия). С завершением поднятия произошел прорыв Ангары и формирование ее низких узких террас в левой протоке ископаемой бифуркации.

На северном крыле Иркинеевского выступа в это же время только начали развиваться тектонические поднятия, следы которых наблюдаются в строении долины р.Иркинеевой. При пересечении Иркинеевой одноименного кряжа долина ее становится узкой, каньонообразной, что нельзя отнести только за счет литогенного фактора. Иркинеева – один из наиболее крупных притоков Ангары. Никаких признаков отставания ее эрозии от врезания русла Ангары нет. Напротив, при впадении в Ангару наблюдается подпор в русле Иркинеевой. Следовательно, уже сама форма долины свидетельствует о молодых поднятиях Иркинеевского кряжа. Время активизации этих поднятий соответствует времени образования Бедобинской котловины, примыкающей с севера к Иркинеевскому кряжу.

Бедобинская котловина заложилась около 50 тыс. ¹ лет назад, во время формирования II террасы Иркинеевой, и является сложным пассивно-тектоническим образованием. Формирование ее не связано с локальными опусканиями, так как II и I террасы Иркинеевой, составляющие дно этой котловины, имеют цоколь, расположенный существенно выше уреза реки, что наряду с преобладанием галечников с примесью валунов в составе руслового аллювия II террасы свидетельствует скорее о поднятиях территории во время образования котловины. Очевидно, Бедобинская котловина сформировалась за счет тектонического подпора со стороны Иркинеевского кряжа. Локальное поднятие северного крыла последнего, по-видимому, началось около 50 тыс. лет назад, одновременно с формированием II террасы Иркинеевой, и продолжается поныне. О последнем говорит существование пойменных террас в Бедобинской котловине и сравнительно слабое течение Иркинеевой при пересечении ею траппов непосредственно выше по течению от Иркинеевского кряжа. На других реках и в среднем течении самой Иркинеевой при пересечении трапповых тел течение резко увеличивается, в русле образуются пороги и шиверы.

Количество примеров локальных неотектонических структур второй половины четвертичного периода можно было бы увеличить, но и рассмотренные выше дают уже достаточно полное представление об основных типах таких структур.

Новейшие структуры, описанные выше, различаются не только морфологией, размерами, простираем, характером движений, но также временем проявления и интенсивностью движений, создавших эти структуры.

Субмеридиональные структуры унаследованно развиваются по крайней мере с мезозоя, но в раннем олигоцене они были существенно сnivelированы и в виде современных морфоструктур формировались в основном с олигоцене и поныне. Наибольшая интенсивность движений относится, по-видимому, к неоген-четвертичному времени. Субширотные структуры формируются с миоцена до середины плиоцена, после чего движения их в целом затухают и проявляются во второй половине плиоцена и позже локально и со слабой интенсивностью. Локальные наложенные структуры, кроме Ангаро-Тасеевской,

¹ Абсолютный возраст аллювия II террасы определен по C^{14} (24-47 тыс. лет) в лабораториях ГЕОХИ АН СССР и СО АН СССР по семи датировкам. Выражаю свою глубокую признательность Д.В. Фирсову, В.А. Алексею и другим сотрудникам этих лабораторий, принимавшим участие в получении данных датировок.

Юрохтинской и некоторых более мелких впадин¹, имеют возраст второй половины плейстоцена и созданы движениями, отличающимися большой интенсивностью.

Неотектонические движения разных структур накладываются одна на другую и осложняют друг друга, но преобладают при этом движения более крупных и долго развивавшихся структур. Характеру движений соответствует и выраженность структур разного порядка. Структуры меридионального простирания наложены на крыло Тунгусской синеклизы и четко выражены в наиболее активно поднимавшейся с начала палеозоя западной части последней. В менее активной, восточной части ее субмеридиональные структуры не выражены. Субширотные структуры наиболее четко выражены в западной и центральной частях Северного Приангарья, — так, на западе наиболее активны движения более крупной структуры, а в центре не наблюдается осложняющее влияние субмеридиональных структур. Но в восточной части района, близ осевой части Тунгусской синеклизы, где новейшее воздымание последней было наименее активным, субширотные структуры теряют свою выраженность.

Таким образом, более крупные и долго развивавшиеся структуры определяют общую неотектоническую картину территории и обуславливают степень выраженности более мелких структур.

При наложении структур разного порядка, но одного знака амплитуда движений за новейший тектонический этап в максимальном выражении превышает 1000 м; считая от поверхности отбеленной коры выветривания, в подошве бельской свиты наиболее опущенных блоков Ангаро-Тасеевской впадины до максимальных отметок Полканского свода, на котором (судя по развитию палеоцен-эоценового карста), возможно, также формировалась отбеленная кора выветривания раннего олигоцена. Обычно же эта амплитуда достигает первых сотен метров.

Рельефообразующий эффект тектонических движений в узлах их наложения усиливался в разной степени, мог и ослабляться при разнонаправленных движениях. Это очень усложняет общую картину строения рельефа, затрудняет выделение и изучение конкретных неоструктур, особенно локальных.

ЛИТЕРАТУРА

- Альтер С.П. Древние поверхности выравнивания и коры выветривания южной части Енисейского кряжа. — Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, вып. 7. Иркутск, 1964.
- Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. Стратиграфия и основы формационного расчленения. М., Госгеолтехиздат, 1961а.
- Боголепов К.В. Казачинский грабен и стратиграфия выполняющих его палеозойских отложений. — Геология и геофизика, 1961б, № 7.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967.
- Зубаков В.А. Геоморфологическое строение долины Енисея в среднем и нижнем течении. — Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. — ВСЕГЕИ, вып. 2. Л., Госгеолтехиздат, 1959.
- Зятькова Л.К., Кузнецов Г.Ф. Структурно-геоморфологические исследования в различных морфоскульптурных зонах Западной Сибири. Структурно-геоморфологические исследования в Сибири, вып. 1. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Кривцов А.И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР (их генезис и промышленное значение), ч. 1-2. Л., "Недра", 1968-1969.
- Пельтек Е.И. Типы месторождений бокситов Сибирской платформы и некоторые особенности их формирования и размещения. — Труды СНИИГГИМСа, вып. 58. Новосибирск, 1967.

¹ Эти структуры приурочены к зонам древних опусканий и развивались унаследованно по крайней мере от палеозоя, а возраст их — олигоценый и миоценовый.

- Синюгина Е.Я. Этапы неотектонических движений и их роль в формировании рельефа Южно- и Северо-Енисейского золотоносных районов. — В сб.: Тектон. движ. и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н.А. Кайнозойская тектоника, геоморфология и история геологического развития. — В сб.: Геология СССР, т. XXXV, М., "Недра", 1964.
- Шандер Е.В. Типы аллювиальных отложений. — В сб.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961.

И. П. Варламов, Р. Д. Власова, Н. Е. Найденова, А. Ф. Путилин

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА КАНСКО-ТАСЕЕВСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ¹

Формирование и дифференциацию структурно-геоморфологического плана Сибирской платформы большинство исследователей связывают в первую очередь с мезозойско-кайнозойскими тектоническими движениями. Однако существуют самые разнообразные представления по вопросу о количестве разновозрастных поверхностей выравнивания и террас, а также о их возрастной характеристике.

Сказанное в полной мере относится к Канско-Тасеевской впадине. Выделяемая в структуре палеозойского осадочного чехла южной части Сибирской платформы, она в геоморфологическом и неотектоническом отношении, как известно, изучена весьма слабо. По указанным вопросам имеются лишь очень краткие и общие сведения в региональных обобщающих публикациях С.С. Воскресенского (1962), И.И. Краснова и С.Ф. Козловской (1966), М.М. Одинцова (1953), А.Г. Золотарева (1960), А.Г. Каманина (1938), С.С. Коржуева (1960), Э.И. Равского (1960). Более подробный, но весьма разобренный материал имеется в рукописных работах.

Канско-Тасеевская впадина имеет четкие юго-западные границы (с Восточным Саяном), западные и северо-западные (с Енисейским кряжем), а также северные (с широтной зоной Ангарских складок); эти границы на значительном протяжении совпадают с древними разломами, активизированными в новейшее время. Восточная и юго-восточная границы в структурно-геоморфологическом отношении выражены слабо и в ряде случаев условны.

При общем относительно пониженном положении Канско-Тасеевской впадины по сравнению с окружающими ее территориями Сибирской платформы и складчатых областей она характеризуется значительным орографическим разнообразием и довольно большими колебаниями абсолютных и относительных высот. Максимальные высотные отметки в большинстве случаев приурочены к внешним пограничным частям впадины, где они достигают 600–740 м. Значительные абсолютные высоты (400–500 м) отмечаются в пределах Чуно-Бирюсинского поднятия. Минимальные высоты междуречных пространств приурочены к центральной части Канской мульды, где они равны 220–300 м. Урезы воды крупных речных артерий изменяются от 260–280 м (урезы рек Уды и Бирюсы в южной части района) до 95–100 м (урез Тасеевой в районе устья Усолки). Значительные колебания относительных и абсолютных высот (контрастность рельефа) обусловлены интенсивным развитием эрозионной сети.

Канско-Тасеевская впадина характеризуется в целом прямой связью рельефа со структурной рельефообразующих пород. В пределах впадины выделяются наложенные Канская, Мурская и Рыбинская мульды, Чуно-Бирюсинское поднятие

¹ Печатается в порядке дискуссии, так как авторы без достаточных оснований переносят на Сибирскую платформу свои взгляды на возраст поверхностей выравнивания и речных террас, сложившиеся у них на материале Западно-Сибирской равнины. — *Прим. ред.*

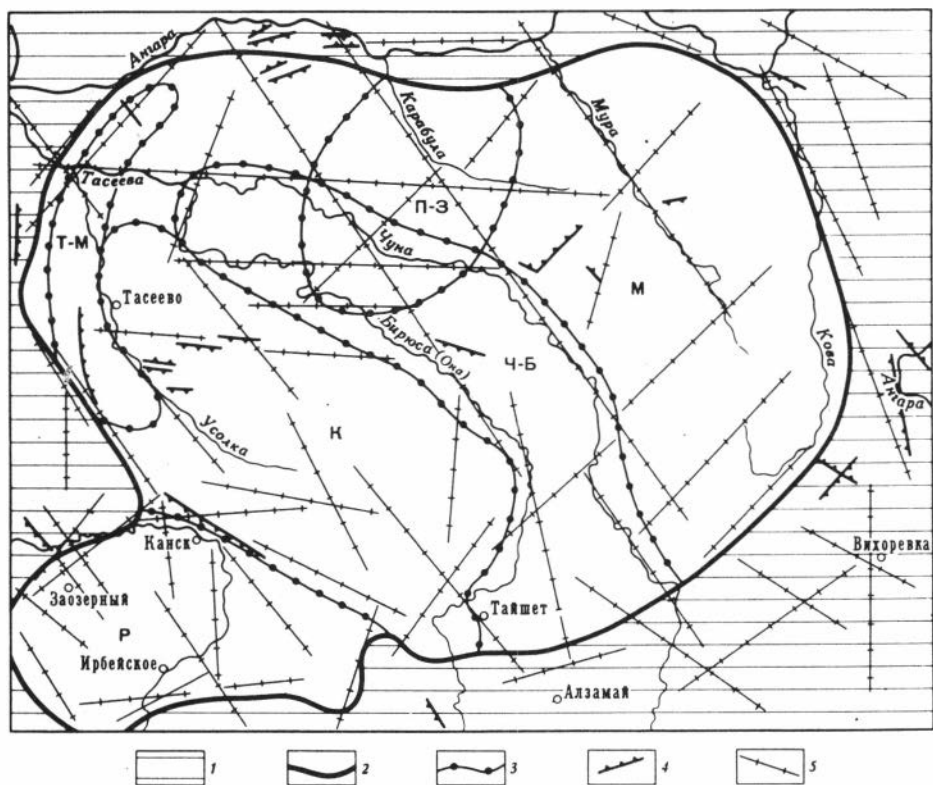


Рис. 1. Схема структурно-геоморфологического районирования Канско-Тасеевской впадины.

Р - Рыбинская мульда - район развития плоско-холмистого рельефа денудационного и эрозивно-аккумулятивного происхождения. К - Канская мульда - район плоского рельефа денудационного эрозивно-аккумулятивного и аккумулятивного генезиса. М - Мурская мульда - район развития увалистого и пологоувалистого рельефа, с наличием обширных плоских участков преимущественно денудационного происхождения. Ч-Б - Чуно-Бирюсинское поднятие - район пологоувалистого и холмистого рельефа денудационного происхождения. Т-М - Троицко-Михайловский вал - район развития плоского, местами слабо всхолмленного, рельефа эрозийного и денудационного происхождения. П-З - Пушкинско-Захаровский свод (по кровле мотской свиты С) - район увалистого грядово-холмистого рельефа денудационного генезиса. 1 - Зона обрамления - развит преимущественно грядовый, холмисто-грядовый и увалистый рельеф эрозийного и денудационного происхождения; 2 - Границы Канско-Тасеевской впадины; 3 - Границы между структурно-геоморфологическими районами; 4 - Разломы, установленные по геологическим данным; 5 - Основные зоны линейных тектонических нарушений, выделенные по геоморфологическим признакам.

Троицко-Михайловский вал и Пушкинско-Захаровский свод. Из перечисленных структур наиболее полное отображение в рельефе получили первые четыре структурных элемента (напротив, территории Троицко-Михайловского вала и отчасти Пушкинско-Захаровского свода характеризуются некоторым несоответствием рельефа структуре рельефообразующих пород).

В пределах Канской мульды развит тот тип гидросети, который присущ большинству отрицательных структурных элементов. Речные террасы здесь в основном имеют аккумулятивное и эрозивно-аккумулятивное происхождение. Долины рек обладают полого-вогнутыми склонами и имеют широкие днища. Меж-

дуречные пространства плоские, местами плоскохолмистые, нередко заболочены. На дневную поверхность в Канской мульде выходят преимущественно нижне-среднеюрские образования и лишь в пределах долин (главным образом в нижних частях их склонов) местами обнажаются палеозойские породы.

Мурская мульда отличается от Канской более значительным расчленением, разветвленностью гидросети и контрастностью рельефа. Долины рек широкие, полого-вогнутые, днища их заболочены, с очень слабыми уклонами вниз по течению. Междуречные пространства в основном плоскохолмистые, сложены породами верхнепалеозойского, триасового и юрского возраста.

Рыбинская мульда по структурно-геоморфологическому положению очень сходна с Канской мульдой. Однако междуречные пространства, в особенности в южной части мульды, в большинстве случаев плоскохолмистые, местами грядово-холмистые. В Рыбинской впадине почти сплошным распространением пользуются юрские континентальные отложения, и лишь по долине р. Кан и ее притоков обнажаются породы позднее девонского возраста.

Чуно-Бирюсинское поднятие характеризуется густо расчлененным холмистым рельефом, с грядово-холмистыми и грядовыми участками. Сводовая часть поднятия сложена средне- и верхнеордовикскими образованиями, а крылья - породами верхнего ордовика, силура и более молодого возраста.

Троицко-Михайловский вал расчленен густой сетью небольших речек и ручьев, которые отличаются глубоким врезом и сравнительно резкими очертаниями долин. Вал сложен породами кембрийского возраста.

Выделяющийся по кровле мотской свиты нижнего кембрия Пушкинско-Зархаровский свод наиболее четко выражен в рельефе по междуречью Бирюсы и Чуны, где он характеризуется максимальными высотными отметками, интенсивным эрозионным расчленением. Северо-восточная часть его выражена менее четко. Междуречные пространства здесь в основном плоские, сравнительно слабо расчлененные.

Границы структурно-геоморфологических районов показаны на рисунке.

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ И РЕЧНЫЕ ТЕРРАСЫ

Одной из наиболее характерных черт рельефа Канско-Тасеевской впадины (как и всей Сибирской платформы) является наличие целого ряда разновозрастных поверхностей выравнивания, а также речных террас. Мы выделяем здесь пять поверхностей выравнивания (на основании полевых наблюдений и изучения литературы, главным образом фондовой). Максимальным распространением пользуются три нижние поверхности выравнивания, а верхние поверхности (IV и V) развиты в виде более или менее крупных останцов. В целом для рассматриваемой территории характерно значительное колебание высотных отметок одноименных поверхностей выравнивания в зависимости от структурно-геоморфологического плана.

В зоне обрамления Канско-Тасеевской впадины распространены все пять поверхностей выравнивания, но в основном развиты III и IV, а также II.

В юго-западной и юго-восточной частях зоны развиты останцы V поверхности выравнивания. Они имеют самую разнообразную форму - от овальной до изометричной. Размеры останцов иногда достигают 100 км².

Абсолютные отметки останцов варьируют от 640 до 740 м.

IV поверхность выравнивания в зоне обрамления Канско-Тасеевской впадины имеет абсолютные высоты 520-580 м. Рельеф холмистый, холмисто-грядовый, местами грядовый, хорошо освоен мелкой эрозионной сетью. Превышения этой поверхности над тальвегами долин рек Бирюсы, Уды и Кана достигают 300-350 м. По левобережью Ангары она развита в виде более или менее крупных останцов, которые возвышаются над ее руслом на 400-440 м.

В пределах южной части обрамления данная поверхность сложена палеозойскими, нижнетриасовыми и нижне-среднеюрскими породами. По левобережью Ангары в строении ее участвуют пермские, нижнетриасовые и нижнеюрские отложения.

III поверхность выравнивания сложена теми же породами, что и IV. Абсолютные высоты ее варьируют от 460 и 500 м. В отличие от IV поверхности III поверхность обладает более плавными чертаниями, имеет полого-увалистый характер. В местах интенсивного расчленения ее развиты грядовые формы рельефа.

II поверхность выравнивания в зоне южного обрамления отличается от более высоких поверхностей сравнительно небольшим колебанием высотных отметок. Абсолютные высоты ее составляют 380–420 м. Она в большинстве случаев плоскохолмистая, местами увалистая. В западной части обрамления (в смежной зоне с Енисейским кряжем) высотные отметки II поверхности равны 340–380 м. Здесь она преимущественно плоскохолмистая, местами плоская. На севере приангарской части эта поверхность холмисто-увалистая, высотные отметки ее варьируют от 400 до 440 м. В восточной части обрамления она развита в пределах небольших участков.

II поверхность выравнивания сложена палеозойскими, триасовыми и юрскими отложениями. Местами в юго-западной части обрамления в ее строении участвуют нерасчлененные неогеновые отложения, а вдоль западного фаса впадины – породы кирнаевской свиты. Последние выведены денудацией под один гипсометрический уровень с более древними образованиями.

I поверхность выравнивания развита в основном в западной и северной частях зоны обрамления. В первом случае абсолютные высоты ее составляют 260–300 м, а во втором – 300–320 м. Она сложена теми же породами, что и II поверхность выравнивания.

Следует отметить, что породы кирнаевской свиты, выведенные денудационными процессами под один гипсометрический уровень с юрскими и более древними образованиями, в пределах I поверхности почти целиком размыты.

В Рыбинской мульде развиты I и II поверхности выравнивания. Они пользуются здесь сплошным распространением и сложены ниже-среднеюрскими отложениями, местами прикрытыми неогеновыми образованиями.

II поверхность занимает основную площадь мульды. Абсолютные отметки ее составляют 340–400 м. Рельеф поверхности полого-увалистый и плоскохолмистый.

I поверхность развита вдоль долин рек Барги и Камалы. Абсолютные высоты ее колеблются от 260 до 320 м. Эта поверхность возвышается над руслами указанных рек на 60–90 м. Она в основном плоскохолмистая, местами плоская.

В Канской мульде распространены две поверхности выравнивания, с отдельными останцами III поверхности (эти останцы имеют изометричную форму, абсолютные отметки 400–440 м, сложены в основном среднеюрскими сильно денудированными породами).

II поверхность распространена главным образом в восточной части впадины, где абсолютные высоты ее варьируют от 340 до 380 м, причем максимальные значения их отмечаются на востоке, вблизи обрамления. Рельеф этой поверхности в большинстве случаев плоскохолмистый и плоский. Она сложена интенсивно размытыми ниже- и среднеюрскими породами, залегающими на верхнедевонских и нижнекаменноугольных образованиях.

I поверхность выравнивания занимает основную территорию мульды. Абсолютные отметки ее варьируют от 240 до 300 м, минимальные значения их приурочены к району пос. Абана и к верхней части бассейна Усолки. Эта поверхность характеризуется почти совершенно плоским рельефом, в особенности в западной части мульды. Она сложена денудированными породами кирнаевской свиты, меловыми, юрскими и палеозойскими образованиями и имеет, как все вышеописанные поверхности, денудационное происхождение. Однако местами на пониженных участках ее нами вскрыты красно-бурые плотные глины, содержащие гравий и гальку, по внешнему облику сходные с породами асташевской свиты. Они, вероятно, в значительной мере размыты, но местами в пониженных участках этой поверхности имеют значительную мощность.

В Мурской мульде широким распространением пользуются II и III поверхности выравнивания, а I поверхность развита только в районе среднего течения р.Муры и на отдельных участках, расположенных вдоль долины р.Чуны.

III поверхность выравнивания характеризуется преимущественно плоскохолмистым рельефом. Абсолютные отметки ее варьируют от 400 до 460 м (междуречье Чуны и Муры). Она в общем слабо наклонена в юго-западном направлении и на север-северо-запад, по простиранию долины р.Муры, где наименьшие отметки ее составляют 380–390 м. Эта поверхность прорезана лишь верховьями небольших речек и ручьев. Она сложена, как и более низкие поверхности, верхнепалеозойскими, нижнетриасовыми, нижнеюрскими и палеогеновыми породами.

II поверхность занимает основную площадь Мурской мульды. Высотные отметки ее варьируют от 350 до 380 м. Рельеф этой поверхности полого-увалистый, с наличием обширных плоских участков. Она хорошо освоена гидро-сетью, но долины рек и ручьев, прорезающих ее, очень широкие, обладают пологими вогнутыми склонами и обширными заболоченными днищами.

I поверхность выравнивания плоская, местами плоскохолмистая. Она характеризуется высотными отметками 270–310 м. В пределах ее местами наблюдаются буровато-коричневые глины третичного (?) возраста, залегающие с резким несогласием на юрских и более древних образованиях.

В пределах Чуно-Бирюсинского поднятия, занимающего основную площадь междуречья Чуны и Бирюсы и разделяющего Канскую и Мурскую мульды, развиты две поверхности выравнивания, и лишь на юго-восточной окраине его встречаются отдельные останцы III поверхности, сложенные нижнеюрскими образованиями. Абсолютные высоты этих останцов равны 460–480 м.

II поверхность выравнивания занимает основную площадь Чуно-Бирюсинского поднятия. Абсолютные отметки ее довольно выдержаны и составляют в основном 380–420 м. Рельеф холмистый и полого-увалистый, с отдельными довольно обширными плоскими участками. Поверхность сложена ордовикскими и силурийскими образованиями, местами (в районе пос. Хиндичета) перекрытыми гравийно-галечными отложениями предположительно юрского и третичного возраста.

I поверхность выравнивания развита отдельными участками по периферии Чуно-Бирюсинского междуречья. Некоторые исследователи принимают ее за наиболее высокую надпойменную террасу. Абсолютные высоты этой поверхности составляют 300–320 м. Она возвышается над руслами рек Чуны и Бирюсы на 130–150 м и сложена в основном средне-верхнеордовикскими породами. В отдельных случаях здесь встречаются песчано-галечные отложения, суглинки и глины, вероятно, плиоценового возраста.

В пределах Троицко-Михайловского вала распространены две нижние поверхности выравнивания. Наиболее распространена I поверхность, она в основном сложена денудированными кембрийскими и девонскими породами, местами перекрытыми кирнаевской свитой. I поверхность плоская, местами слабо всхолмленная, наклонена в сторону ложа долины р.Усолки согласно наклону рельефообразующих пород. Абсолютные высоты ее составляют 260–280 м, лишь в сводовой части они достигают 300 м. II поверхность здесь развита в виде отдельных сравнительно небольших останцов, высотные отметки которых равны 360–400 м.

В пределах Пушкинско-Захаровского свода наибольшим распространением пользуется II поверхность выравнивания, на отдельных участках выделяются останцы III поверхности, имеющие абсолютные высоты 440–460 м. II поверхность увалистая, местами грядово-холмистая, интенсивно расчлененная эрозионной сетью, особенно в юго-западной части свода, где она характеризуется большой плотностью и глубиной вреза. Абсолютные высоты поверхности составляют около 400 м.

I поверхность здесь развита только местами вдоль долины р.Чуны. Высотные отметки ее составляют 300–320 м. Все три поверхности, развитые в пределах свода, сложены ниже-среднеордовикскими отложениями и на отдельных участках – траппами нижнетриасового возраста.

Как известно, проблема возраста поверхностей выравнивания Канско-Тасеевской впадины слабо изучена. Имеющиеся фактические материалы позволяют по этой проблеме высказать следующее. В строении I и II поверхностей выравнивания, как отмечалось, наряду с мезозойскими и более древними образованиями участвуют породы кирнаевской свиты, поэтому возраст этих поверхностей не может быть древнее нижнего миоцена (кирнаевская свита). Исходя из аналогии с юго-восточными районами Западно-Сибирской равнины, допускаем, что I поверхность формировалась, по-видимому, во второй половине среднего плиоцена и позднем плиоцене, II поверхность — в основном в позднем миоцене и первой половине плиоцена. Этому не противоречит тот факт, что местами I поверхность в Канско-Тасеевской впадине зафиксирована буровато-коричневыми глинами и суглинками, которые можно сопоставлять с отложениями кочковской свиты Западной Сибири.

Время формирования III поверхности выравнивания, вероятно, отвечает олигоцену и раннему миоцену. Она моложе нижнего палеогена, поскольку в ее строении участвуют (на правом берегу Ангары) денудированные породы позднемелового-палеоценового возраста (аналоги сымской свиты). Северо-западнее Чадобецкого поднятия (бассейн р. Чадобца) она зафиксирована песчано-глинистыми отложениями олигоценового-раннемиоценового возраста.

Возраст IV и V поверхностей выравнивания моложе среднеюрского времени, так как они срезают среднеюрские породы (наряду с более древними). Формирование IV поверхности, на наш взгляд, следует относить ко второй половине эоценового и ранне-среднеолигоценовому времени, формирование V поверхности — к позднемезозойскому и ранне-среднепалеогеновому, как это показано на геоморфологической карте Западно-Сибирской равнины и ее обрамления.

В долинах крупных рек, протекающих в пределах Канско-Тасеевской впадины, устанавливается пять надпойменных террас. По данным авторов настоящей статьи (исследования 1965-1971 гг.), краткая характеристика террас рек Тасеевой, Чуны, Бирюсы, Кана и Усолки может быть представлена в следующем виде.

V надпойменная терраса в долинах указанных рек возвышается над их руслами на 90-120 м и развита в основном на сравнительно небольших участках склонов долин. Она в значительной степени эродирована, вследствие чего имеет плоскохолмистую поверхность. Терраса в большинстве случаев эрозионная, сложена миоценовыми, юрскими и более древними породами. Местами она эрозионно-аккумулятивная (цокольная). Аллювий ее представлен (например, на левобережье р. Тасеевой в районе с. Хирсантьева) в основном грубозернистыми косослоистыми песками, в нижней части разреза содержащими значительное количество галечного материала. В верхней части разреза преобладают мелко-среднезернистые пески, иногда переходящие в суглинки. Мощность аллювия небольшая и обычно не превышает 5-10 м. Возраст ее условно можно датировать позднеплиоцен-раннечетвертичным временем. Эта терраса вложена в I поверхность выравнивания средне-позднеплиоценового возраста. С другой стороны, она располагается выше других террас, имеющих четвертичный возраст.

IV терраса развита несколько шире. Высота ее над руслами рек варьирует от 55 до 75 м и в среднем составляет 60-70 м. Она в основном эрозионно-аккумулятивная и эрозионная, имеет плоскую поверхность, нередко расчлененную мелкой эрозионной сетью. Аллювий ее представлен песками бурой и коричневатобурой окраски, в верхней части разреза сильноглинистыми; базальная часть обычно сложена крупнозернистыми кварцевыми песками с включением мелких галек кремней, кварца, кварцитов и других пород. IV терраса большинством исследователей датируется первой половиной среднечетвертичного времени. По нашему мнению, начало ее формирования следует относить ко второй половине раннечетвертичного времени.

III терраса в долинах рек Тасеевой, Чуны, Бирюсы и др. пользуется почти повсеместным распространением. Относительные высоты ее варьируют от 20-25 до 40-45 м и в среднем составляют 30-35 м. Терраса в основном эро-

зионно-аккумулятивная, на участках наиболее активного проявления позднеплейстоцен-голоценовых тектонических движений – эрозивная. Она сложена полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песками, переходящими вниз по разрезу в грубозернистые пески, содержащие включения гравия и галек, а также линзы поледных. Мощность аллювия не превышает 20 м. Возраст III террасы, по-видимому, среднечетвертичный (вторая половина среднечетвертичного времени), поскольку она моложе IV террасы, и, с другой стороны, в нее вложены позднечетвертичные отложения более низких террас.

I и II надпойменные террасы пользуются наиболее широким развитием. Они преимущественно аккумулятивные и эрозивно-аккумулятивные. Высота II террасы над руслами рек варьирует от 8–10 до 15–20 м, составляя в среднем 12–15 м, I террасы – 4,5–6 м. Аллювий II террасы представлен желтовато-бурыми, иногда слабо ожелезненными песками с включениями и прослоями гравия и галечников. В верхней части разреза преобладают бурые лёссовидные столчатые суглинки. I терраса сложена песчанистыми глинами и косослоистыми песками, нередко содержащими растительные остатки. Возраст этих террас позднечетвертичный.

Пойменные террасы (низкая и высокая поймы) возвышаются над руслом реки на 1,5–2,5 и на 3,0–4,5 м. Они сложены преимущественно песчано-галечными, алеврито-глинистыми и суглинистыми образованиями.

Следует отметить, что максимальные относительные высоты террас в большинстве случаев приурочены к положительным структурным элементам, четко выраженным в рельефе. В этих случаях почти все террасы эрозивны и эрозивно-аккумулятивны. В местах, где речные долины приурочены к зонам относительных опусканий, ширина террас резко увеличивается, склоны становятся полого-вогнутыми, относительные высоты снижаются; надпойменные террасы в пределах этих зон в основном аккумулятивные, либо цокольные (преимущественно высокие террасы).

Наличие нескольких разновозрастных поверхностей выравнивания и речных террас, отделяющихся друг от друга склонами и уступами денудационного и эрозивного происхождения, свидетельствует о том, что Канско-Тасеевская впадина в позднемезозойско-четвертичное время испытывала прерывистые тектонические движения положительного знака. Вместе с тем она отставала в общем поднятии от смежных территорий, на что указывают значительно большие абсолютные и относительные высоты одноименных поверхностей выравнивания, развитых во внешней зоне впадины по сравнению с ее центральными частями.

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что зона обрамления Канско-Тасеевской впадины за верхнемезозойско-четвертичное время поднялась не менее чем на 400–450 м. Чуно-Бирюсинское поднятие и Пушкинско-Захаровский свод – приблизительно на такую же величину. Суммарные амплитуды восходящих тектонических движений Канской, Рыбинской и Мурской мульды, отстававших в общем поднятии с позднеолигоценного времени по современную эпоху, составляют в общем 160–200 м. За этот же промежуток времени положительные структурные элементы Канско-Тасеевской впадины и зона обрамления поднялись не менее чем на 260–300 м.

Новейшие тектонические движения, проявлявшиеся в Канско-Тасеевской впадине, характеризуются значительной степенью дифференцированности как по площади, так и по суммарным амплитудам их проявления. При этом почти все наложенные (верхнепалеозойские и в особенности мезозойские) структурные элементы в новейший тектонический этап нашли прямое отображение. Более того, особенности деформации поверхностей выравнивания и речных террас свидетельствуют о том, что внешние части мульды приподнимались несколько быстрее, чем их центральные, относительно опущенные. В пределах же положительных структур максимальные амплитуды новейших тектонических движений принадлежат их сводовым частям, а минимальные – внешним краевым зонам. Все это свидетельствует о том, что определяющее значение в новейший тектонический этап, как и в прошлое геологическое время, имели пликативные движения.

Таблица распространения высотных отметок поверхностей выравнивания Канско-Тасеевской впадины

Структурно-геоморфологический район	Поверхности выравнивания и их абсолютные высоты, м				
	I	II	III	IV	V
Рыбинская мульда	260-320	340-400			
Канская мульда	240-300	340-380	400-440		
Мурская мульда	270-310	350-380	400-460		
Чуно-Бирюсинское поднятие	300-320	380-420	460-480		
Троицко-Михайловский вал	260-300	360-400			
Пушкинско-Захаровский свод	300-320	380-420	440-460		
Зона обрамления	260-320	340-420	460-500	520-580	640-740

Анализируя характер деформаций поверхностей выравнивания и террас и распределение ориентированных элементов ландшафта, можно сделать вывод о том, что большинство линейных тектонических нарушений, в особенности тех, которые имеют большую протяженность и глубину заложения, активно проявлялось в позднемезозойско-четвертичное время. В новейшее время наиболее активно проявлялись разломы, ограничивающие с востока Енисейский кряж, а также линейные нарушения, обрамляющие Рыбинскую мульду и развитые в пределах долины Ангары в районе г. Братска и к северу от него.

Структурно-геоморфологическое изучение Канско-Тасеевской впадины, сопровождавшееся морфометрическими построениями, свидетельствует о значительно более широком развитии линейных тектонических нарушений, чем это отображается на опубликованных геологических и тектонических картах. Здесь устанавливаются три господствующие системы ориентировки линейных тектонических нарушений: северо-западное, северо-восточное и широтное.

Приведенные выше выводы хорошо подтверждаются и количественным изучением рельефа Канско-Тасеевской впадины, в особенности изучением характера распределения энергии рельефа. По карте энергии рельефа очень четко выделяются Канская и Рыбинская мульды, Пушкинско-Захаровский свод и Чуно-Бирюсинское поднятие. Троицко-Михайловский вал, слабо или совершенно не активизировавшийся в новейшее время, по этой карте не выделяется.

В заключение необходимо отметить, что Канско-Тасеевскую впадину следует относить к тем областям, для которых весьма эффективно применение геоморфологических и морфометрических методов в целях выяснения геологического строения и оценки характера и интенсивности проявления новейших тектонических движений (таблица).

ЛИТЕРАТУРА

- Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. Изд-во МГУ, 1962.
 Золотарев А.Г. Некоторые вопросы геоморфологии и палеогеографии центральной части Средне-Сибирской плоской возвышенности. - Труды Иркутск. гос. ун-та, 1960, т.24, вып.1.
 Каманин А.Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. - Труды Ин-та географии АН СССР, вып. 29, 1938.
 Козловская С.Ф. и Краснов И.М. К вопросу о существовании разновозрастных поверхностей выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1961.

- Коржуев С.С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и истоков-тоника. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 4.
- Краснов И.И., Козловская С.Ф. Геоморфология. - В кн.: Геология Сибирской платформы. М., "Недра", 1966.
- Одинцов М.М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезо-кайнозойское время. - Труды Иркутск. гос. ун-та, серия геол., 1953, т. 9, вып. 1-2.
- Равский Э.И. К стратиграфии четвертичных отложений юга и востока Сибирской платформы. - Труды ГИН АН СССР, 1960, т. 26.

Ю. Б. Файнер

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

(в связи с проблемой сохранности кор выветривания и бокситовых залежей)

Формирование современного облика рельефа западной окраины Средне-Сибирского плоскогорья в четвертичное время шло при главенствующем влиянии ледниковых и перигляциальных процессов. От характера, направленности и интенсивности проявления этих процессов зависит сохранность дочетвертичного рельефа, захоронение либо уничтожение многих месторождений, связанных с корами выветривания и продуктами их ледникового переотложения. Ледниковыми процессами создан основной морфоскульптурный план территории, они принимали участие не только в моделировке, но и в создании низких поверхностей выравнивания.

Образованная в дочетвертичное время, придолинная поверхность выравнивания в эпоху максимального, газовского и отчасти зырянского оледенений была переработана экзарацией и захоронена под мощным покровом ледниковых и водно-ледниковых отложений. В дальнейшем мерзлотно-солифлюкционные процессы сгладили ледниковые микроформы, окончательно сформировав современную морфоскульптуру. Преобразованная таким образом поверхность выравнивания может быть названа аккумулятивно-денудационной. Она представлена полого-холмистым ландшафтом обширных ледниковых равнин со слабо врезанными речными долинами, мягко очерченными пологими склонами и плоскими заболоченными зандровыми полями. На фоне аккумулятивно-денудационной равнины, лишь местами выделяются останцы доледниковой поверхности выравнивания.

Естественно, что если на придолинной поверхности в мезо-кайнозойе и формировались коры выветривания и бокситы, то экзарация их в основном уничтожила, на что и указывает многочисленная галька бокситов в морене и водно-ледниковых отложениях. В тех же местах, где кора встречена по скважинам, она так захоронена под водно-ледниковыми отложениями, что найти ее под ними очень трудно.

Водораздельная поверхность выравнивания с отметками 500-700 м, развитая на правобережье Подкаменной Тунгуски, также на значительной территории была покрыта ледником. Судя по характеру моренного материала, одна часть этой поверхности перекрывалась полупокровным оледенением, в то время как на другой существовал только местный ледник.

Первоначально местный ледник, вероятно, накапливался в центральных частях высоких трапловых плато и по мере роста опускался в долины рек до отметок 320-400 м, местами соединяясь с полупокровным ледником. Массы пассивного льда, занимая поверхности высоких плоских водоразделов и островных гор, почти не имели скалистого обрамления и выступающих сквозь лед скал; следовательно, было мало материала для образования абляционной морены. По данным Г.А. Авсюка (1960), ледники плоских вершин не изменяют сколько-нибудь сильно доледниковый рельеф поверхности, на которой они залегают; наоборот, их ледниковый панцирь предохраняет этот рельеф от дейст-

вия водной эрозии, а в центральных частях – и от процессов выветривания: эти ледники "консервируют" рельеф.

Активная деятельность такого ледника прежде всего зависит от размеров поверхности, на которой он образовался. Чем она меньше, тем уже зона питания глетчера, меньше его мощность, а отсюда меньше интенсивность экзарации и ледниковой аккумуляции. На небольших плоских поверхностях, где снег мог сдуваться ветром, ледники или вовсе не образовывались, или имели настолько небольшую мощность, что не могли оказывать сколько-нибудь заметное экзарационное воздействие на подстилающие породы.

В верховьях р. Чепкикты на структурно-денудационной поверхности выравнивания с отметками 500–540 м уже на расстоянии 500–1000 м от склона на совершенно горизонтальном плато исчезает обломочный моренный материал. Здесь под полутораметровым слоем торфа шурфами вскрыта глинистая кора выветривания мощностью всего 40 см, а по соседним шурфам – каолинит-гидрослюдистые глины с тонкими прослоями песка и кварцевой галькой.

Таким образом, экзарация и аккумуляция, осуществлявшиеся местными ледниками на высоких поверхностях выравнивания, совершенно незначительны. Причина, во-первых, та, что данный тип ледников не имел единого центра оледенения, а накапливался на довольно ограниченных площадях разобщенных поверхностей и поэтому имел мощность несоизмеримо меньшую, чем в центре полупокровного оледенения на плато Путорана; для сравнения укажем, что современные ледники плоских вершин имеют мощность порядка 100–180 м (Авсюк, 1960), а мощность Путоранского ледника, вычисленная Л.Л. Исаевой (1970) по методике П.С. Воронова, составляла порядка 2 км. Во-вторых, следует учесть, что структурно-денудационные поверхности, бронированные пластовыми интрузиями траппов, имели первичный рельеф, близкий к горизонтальному, а это отнюдь не способствовало движению льда.

Таким образом, если к эпохам оледенения на высоких поверхностях выравнивания и островных горах была сформирована кора выветривания, то в условиях локального оледенения она могла в значительной мере сохраниться (лишь местами несколько переместившись и потеряв часть своей первоначальной мощности).

Равным образом возможно ее захоронение под маломощным чехлом морены местного оледенения. Пример хорошей сохранности линейной и площадной коры выветривания под слоем морены описан А.В. Сидоренко (1958) на Кольском полуострове. Здесь на древних поверхностях типа пенепленов, в области мощного многократного оледенения известно 30 точек захоронения коры выветривания под слоем морены.

В перигляциальной области основную роль в моделировке высоких поверхностей выравнивания и их склонов играли разнообразные склоновые процессы, характер которых определяется прежде всего климатическим фактором (Мешеряков, 1970). В условиях сурового климата ледниковых эпох лесная растительность деградировала, и оголенные склоны и вершины водоразделов открывались физическому, в основном криогенному, выветриванию. Под действием перигляциального литогенеза малопрочные латеритные коры выветривания давали массу мелкозема. Подготовленный таким образом материал под действием мерзлотно-солифлюкционного смешения по пологим склонам плоских водоразделов или вовсе уносился за пределы поверхностей, или концентрировался в местных депрессиях, где он позже захоронялся под слоем траппового курума. Таким образом, кора выветривания была снесена с узких водоразделов. На совершенно горизонтальных поверхностях, где нет движения грунта, облесенная кора выветривания могла сохраниться (при условии закрепления ее поверхности растительностью или захоронения более молодыми осадками).

Крупноглыбовый и щебенчатый материал под действием солифлюкции и крипа также стекал в местные понижения, заполняя долины крупных рек и образуя здесь мощные скопления. На крутых склонах высоких поверхностей выравнивания, часть которых имеет вид островных гор, широко развиты явления скальвания с образованием "трещин отседания" (Соколов, 1965; Коржув,

1960, 1966). Вместе с процессом плоскостного смыва на незащищенных растительностью участках склонов, наряду с солифлюкцией и крипом скальвание является основным рельефообразующим фактором, моделирующим склоны в перигляциальных областях. В условиях весьма холодного климата западной окраины Среднесибирского плоскогорья, при широком развитии криогенных склоновых процессов денудация и отступление склонов должны протекать весьма быстро.

Прежде чем анализировать влияние тектоники на направление и скорость экзогенных рельефообразующих процессов, нужно упомянуть об особенностях методики выявления и анализа неотектонических структур в пределах района. Дело в том, что применение обычных геоморфологических и структурно-геоморфологических методов в условиях западной окраины Сибирской платформы чрезвычайно затруднено. Это объясняется прежде всего широким развитием интрузий траппов. Они не только "консервируют" древний рельеф, но и нарушают нормальное развитие продольных профилей рек, создавая многочисленные "шеки", пороги, перекаты и совместно с трещинной тектоникой контролируя конфигурацию речной сети. Слабое развитие мезозойских осадков и кор выветривания не позволяет выделить полигенетические поверхности выравнивания, а следовательно, определить величины их деформации за неотектонический этап и говорить о каком бы ни было совпадении структурных и тектонических планов. Плохая изученность четвертичных отложений затрудняет измерение плейстоценовых деформаций.

Ограниченный набор структурно-геоморфологических методов выявления неотектонических структур побудил многих исследователей обратиться к морфометрическим построениям, однако они в условиях Сибирской платформы часто не дают ожидаемых результатов. Ни один из морфометрических методов не может исключить влияние различной устойчивости пород на формирование рельефа. На всех морфометрических картах площади, где рельеф "законсервирован" трапповыми интрузиями, островные горы выглядят как крупные морфометрические аномалии и часто интерпретируются как стабильные поднятия. Денудационные останцы, начав свое развитие как островные горы в мезозое, во всех климатических эпохах продолжали развиваться за счет отступления склонов, сохраняя практически свою высоту. Поэтому наличие постоянных морфометрических аномалий в данном случае отнюдь не говорит о их соответствии блокам неотектонических движений, а лишь указывает на длительно существующие, достаточно крупные положительные гипсометрические структуры.

Морфометрический метод поисков тектонических структур В.П. Философова (1960), да и многие другие морфометрические методы в "чистом виде" часто не подходят к условиям западной окраины Сибирской платформы. Необходима разработка методов, учитывающих особую роль траппов в формировании рельефа и широкое развитие островных гор.

Как известно, одним из наиболее достоверных методов измерения амплитуды неотектонических движений является сопоставление высоты поверхностей тех или иных геоморфологических или стратиграфических уровней. В нашем районе особенно часто выделяются и хорошо прослеживаются границы тазовского приледникового бассейна.

Тазовский приледниковый бассейн, кровля осадков которого картируется на абсолютной высоте 240–280 м, прослежен нами от нижнего течения Подкаменной Тунгуски до истоков Дулькумы и Топкой и далее в долину Бахты, от устья Майгунны до субмеридионального отрезка Бахты. Этот уровень четко выделяется на топографических картах разного масштаба и отбивается в поле по распространению разнообразных водно- и озерно-ледниковых отложений. В пределах указанного ареала (на расстоянии 350–450 км) он не деформирован или деформация настолько мала, что мы не можем ее замерить. Аналогичный тазовский подпрудный бассейн описан Л.Л. Исаевой (1970) в долинах Нижней Тунгуски и ее крупных притоков. Кровля осадков этого бассейна имеет абсолютные отметки порядка 250 м (что в целом соответствует нашим замерам в бассейне Подкаменной Тунгуски и Бахты). Сопоставление уровней

этих приледниковых бассейнов и аналогичного бассейна, описанного А.С.Архиповым и О.В.Матвеевой (1967) в Приенисейской депрессии (кровля осадков на абсолютной высоте 140–150 м), позволяет нам определить амплитуду общего поднятия описанной части Среднесибирского плоскогорья в 100–130 м за послетазовское время.

Таким образом, западная окраина Сибирской платформы в четвертичное время, как и в предшествующие мезозойский и кайнозойский этапы (Боголепов, 1967), поднималась в виде крупных блоков. Тектонические подвижки внутри блоков были, вероятно, настолько малы, что плохо фиксируются обычными геоморфологическими методами. Если за весь неотектонический этап (20–30 млн. лет) амплитуда поднятия составляла 200–400 м (Варламов и др., 1969), то только за 140 тыс. лет после конца тазовского оледенения она достигла 100–130 м. Это говорит о чрезвычайной активизации тектоники во второй половине антропогена; возможно, какая-то часть этого поднятия приходится на гляциоизостатические деформации после отступления ледника. Несмотря на значительную амплитуду поднятия, четвертичная тектоника не могла оказать заметное влияние на формирование рельефа района. Развиваясь под знаком восходящих движений на протяжении большей части мезозоя и кайнозоя, эта территория к четвертичному времени уже имела сложившийся эрозивно-денудационный рельеф. В основном уже был создан морфоструктурный план территории в антропогене, формировалась только самая молодая аккумулятивно-денудационная поверхность выравнивания, причем развитие рельефа происходило под действием автономных экзогенных процессов, характер которых в данном случае определяется субарктическим климатом и особенностями уже сложившегося рельефа. "На такой стадии медленные направленные движения земной коры и тем более короткопериодические колебания практически уже не оказывали заметного влияния не экзогенные процессы" (Мешеряков, 1970, стр. 20).

Таким образом, в четвертичное время на западной окраине Сибирской платформы происходило формирование современного морфоскульптурного плана и была создана самая низкая аккумулятивно-денудационная поверхность выравнивания. Основными рельефообразующими факторами в перигляциальных условиях были разнообразные склоновые процессы и криогенное выветривание.

ЛИТЕРАТУРА

- Авсюк Г.А. Ледники плоских вершин. Труды Ин-та географии АН СССР, 1960, вып. X, V.
- Архипов С.А., Матвеева О.В. Антропоген южной окраины Енисейской депрессии. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Боголепов К.В. Мезокайнозойская тектоника Сибиря. М., "Наука", 1967.
- Варламов И.П. и др. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Западно-Сибирской низменности, м-б 1:2 500 000. СНИИГГИМС, серия "Нефтяная геология". Красноярск, 1969, вып. 67.
- Исаева Л.Л., Крауш М.А. Поверхности выравнивания Средне-Сибирского плоскогорья. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.
- Исаева Л.Л. Палеогеография антропогена бассейна р. Нижняя Тунгуска (среднее и нижнее течение). Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Коржув С.С. Строение и история формирования крупных морфоструктур Сибирской платформы. - В кн.: Структурная и климатическая геоморфология. М., "Наука", 1966.
- Коржув С.С. Морфоструктурные особенности рельефа Сибирской платформы и неотектоника. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1960, № 4.
- Мешеряков Ю.А. О теории экзогенных процессов. - В сб.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. Материалы VII пленума Геоморф. комис. АН СССР. М., "Наука", 1970.
- Сидоренко А.В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Соколов Н.И. Явления отседания склонов и глыбовые оползни ангарского типа. - Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, 30, в. 1.
- Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Изд-во Саратовск. ун-та, 1960.

МЕТОД ИЗОДЕФ И ГОЛОЦЕНОВАЯ ТЕКТОНИКА СТЕПНОГО АЛТАЯ

При составлении поэтапных неотектонических карт предалтайской части Западно-Сибирской равнины (Адаменко, 1968) выяснилось, что даже в течение сравнительно короткой голоценовой эпохи созданные в плейстоцене морфоструктуры Предалтайской равнины (Адаменко, 1970) продолжали свое развитие. Голоценовые движения были не менее интенсивными, чем в предшествующие неотектонические этапы неогена и плейстоцена. Выявление этих движений имеет особо важное значение, так как они весьма существенно влияют на режим рек, озер, подземных вод, залежей нефти и газа, на формирование таких полезных ископаемых, как различные соли в озерных котловинах и рассолы в погребенных озерах. Современные тектонические движения должны учитываться при строительстве железных дорог, мостов, заводов, элеваторов, гидростанций и других сооружений.

Для выявления амплитуд голоценовых движений и распределения их по площади мы использовали различные методы. Судя по глубине вреза голоценовых долин и по мощности аллювия пойм крупных рек, амплитуды голоценовых поднятий Приобского и Обь-Чумышского плато не превышали 5-15 м. В зоне предгорий Алтая, в Обской долине и на территории Кулундинской аллювиальной равнины амплитуды движений были близкими к 0, скорее всего, они колебались от +5 м до 0. Характер площадной дифференциации движений сохранял те особенности, которые установились здесь в плейстоцене (Адаменко, 1968), т.е. увалы Кулундинского Приобья и северных предгорий Алтая поднимались, а разделяющие их ложбины ("касмалинские" долины) несколько отставали в своем поднятии. Эти соображения были положены нами в основу предлагаемой ниже схемы голоценовой тектоники Степного Алтая (см.рис. 3).

Однако на современном этапе изучения неотектоники мы уже не можем ограничиваться лишь выявлением общих особенностей голоценовой тектоники. Для различных практических целей весьма важно иметь представление о более мелких локальных неотектонических структурах, тем более что в последние годы разработаны методы выявления таких структур по характеру продольных профилей рек (Сетунская, 1959; Зятькова, 1961; Мешеряков, 1965; Соколовский, Волков, 1965). Суть методики заключается в использовании свойства речного русла чутко реагировать на характер неотектонических движений того участка земной поверхности, по которому протекает река. В результате этого продольный профиль речного русла отклоняется от идеального профиля равновесия (кривой типа гиперболы), образуя крутые уклоны (положительные деформации) на участках поднятий и пологие уклоны (отрицательные деформации) в зонах опусканий. Такой же эффект возникает при резких изменениях гидродинамического режима реки ниже впадения боковых притоков или в результате пересечения руслом участков с различным литологическим строением размываемого субстрата. Поэтому два последних фактора надо учитывать при изучении голоценовых движений.

На примере р. Алей нами ранее было показано (рис. 1), что голоценовые деформации продольного профиля ее русла имеют тектоническое происхождение (Адаменко, 1965, 1967, 1969). Положительные и отрицательные деформации соответствуют зонам молодых (голоценовых) поднятий и опусканий, так как впадающие в р. Алей боковые притоки очень мелкие и существенного влияния на гидродинамический режим основной реки не оказывают. Литологический фактор в пределах Степного Алтая также действует однонаправленно, ибо размываемый субстрат на всей этой огромной территории практически одинаков (лёссовидные суглинки с прослоями песков и супесей). Современные поднятия и опускания, установленные по данным повторного нивелирования (Финько, 1965; Мешеряков, 1965), в общем совпадают с зонами голоценовых положительных и отрицательных движений. Установлена отчетливая связь современ-

ных поднятий с выступами палеозойского фундамента, над которыми платформенный чехол имеет антиклинальное строение. Современные же опускания, фиксируемые отрицательными деформациями продольного профиля рек, совпадают с впадинами в рельефе фундамента, над которыми платформенный чехол залегает синклиналино. В этом как раз и проявляется связь голоценовой тектоники с локальными структурами платформенного чехла (Адаменко, 1969).

Выяснилось также, что зоны голоценовых поднятий совпадают с интрузивными массивами или с горст-антиклиналями в палеозойском фундаменте, а зоны опусканий – с грабен-синклиналиями или с юрскими мульдами. Новейшие флексуры и разломы фиксируются на графиках уклонов продольного профиля русел рек в виде резких уступов (рис. 2).

Установив, таким образом, возможность применения указанной методики на примере р. Алей (долина которой очень хорошо разбурена), мы распространили ее на всю территорию Степного Алтая, характеризующуюся более менее однообразными геолого-геоморфологическими условиями. Р.С. Адаменко были произведены расчеты топографических продольных профилей (табл. 1) и их деформации (табл. 2) для 72 рек и речек Степного Алтая общей длиной 8837 км по 935 точкам наблюдения (использовались топографические карты масштаба 1:100 000).

Таблица 1

Расчет топографического продольного профиля р. Алей

Географическая привязка точек	Абсолютные отметки точек, м	Расстояние от устья, км	Превышение, м	Разность расст., км	Уклон, см/км
Устье	135,3	0,0	0,2	6,5	3
Усть-Алейское	135,5	6,5	2,2	19,0	11
Карасево	137,7	25,5	1,1	20,5	5
Хабазино	138,8	46,6	1,0	12,0	0
Оз. Палеро	139,8	58,0	1,1	12,0	9
Чистюнька	140,9	70,0	0,8	10,0	8
Бедняк	141,7	80,0	1,3	18,0	7
Зимино	143,0	98,0	2,4	12,0	20
Оз. Ветловское, устье Рч.Чистюньки	145,4	110,0	2,4	10,0	24
Новоколпаково	147,8	120,0	1,5	18,5	8
Большое Панюшево	149,3	138,5	0,6	16,0	3
Алейск, устье рч. Горевки	149,9	154,5	3,0	14,0	21
Малаховский	152,9	168,5	2,0	19,5	10
Красный Яр	154,9	188,8	1,8	7,5	24
Кашино, устье рч. Язевки	156,7	195,5	0,9	20,5	4
Кабаково	157,6	216,0	1,4	14,0	10
Михайловка	159,0	230,0	2,3	17,0	19
Устье рч. Клепечихи	162,2	247,0	2,0	7,0	28
Шипуновский	164,2	254,0	2,8	15,0	18
Шипуново	167,0	269,0	1,0	13,0	8
Устье рч. Поперечной	168,0	282,0	1,2	14,5	8
Осинники	169,2	269,5	0,5	15,5	3
	169,7	312,0	1,3	36,5	4

Таблица 2

Деформации топографических продольных профилей рек Степного Алтая и их связь с геологическими структурами

Река	Деформация	Название деформации	Величина деформации, м	Геологическое истолкование
1	2	3	4	5
Обь	1	Каменская	+1	Каменский разлом, Каменский вал
	2	Тарадановская	+1	Каменский разлом, интрузия габбро
	3	Порожниковская	+1	Каменский разлом, интрузия габбро
	4	Меретьская	+1	Интрузия габбро
	5	Кучукская	+2	Кулундинско-Барнаульский разлом, интрузия гранитов
	6	Телеутская	+1	Разлом
	7	Луговская	-1	Озерковский грабен
	8	Кислосухинская	-1	То же
	9	Барнаульская	+1	Разлом
	10	Бобровская	-1	Бобровская мульда, Чарышский прогиб
	11	Калманская	+1	Горст протерозоя, ограниченный двумя разломами
	12	Вяткинская	-1	Горновская грабен-синклиналь
	13	Усть-Чарышская	-1	То же
	14	Чесноковская	+5	Акутихинская антиклиналь, ограниченная двумя разломами
	15	Усть-Ануйская	-1	?
	16	Сросткинская	+2	Каменский разлом, Сросткинская интрузия гранитов
Каменка, приток р. Оби у г. Камня	17	Старо-Суртаевская	-1	?
	18	Платовская	+5	Фас Алтая
	19	Угловая	+6	Разлом
	20	Каменская	-1	?
	21	Бобровская	+12	Каменский вал
	22	Верх-Бобровская	-1	?
Нижний Сузун	23	Шипуновская	+2	Каменский вал, разлом
	24	Дектярная	+3	Разлом, горст среднекембрийских пород
Верхний Сузун	25	Барачная	-1	Сузунская синклиналь
	26	Кубанская	-1	То же
	27	Сандаловская	+12	Каменский разлом, интрузия габбро
Иня	28	Макарихинская	-1	?
	29	Петуховская	+1	Разлом, Каменский вал
Повалиха	30	Октябрьская	+10	Повалихинский вал
	31	Гольшевская	-1	Средне-Краюшкинский прогиб

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5
	32	Журавлихинская	-1	То же
Большая Черемшанка	33	Зудиловская	-2	?
	34	Падунская	+1	Интрузия гипербазитов
	35	Сорочинская	-2	?
Малая Черемшанка	36	Полевая	+2	Интрузия гипербазитов
	37	Бешенцевская	-1	?
	38	Никольская	+1	Барнаульский разлом
	39	Голубцовская	-1	Глушинская мульда
Чесноковка	40	Новопетровская	+1	Барнаульский разлом
	41	Новочесноковская	-1	Глушинская мульда
Лосиха	42	Санниковская	12	Разлом
Жилиха	43	Жилинская	+2	Барнаульский разлом
	44	Глушинская	-3	Глушинская мульда
Бобровка	45	Казармовская	+2	?
	46	Овчинниковская	-2	?
	47	Луговская	+3	Разлом, флексура
	48	Верх.-Бобровская	-1	?
Петровка	49	Поперечинская	+1	?
	50	Печанихинская	+2	Разлом, флексура
Большая Речка	51	Листвянская	+2	Разлом
	52	Ярковская	+1	Флексура, интрузия гранитов
	53	Загайновская	+1	Зональный вал
	54	Ремковская	-1	Шпагинский прогиб
	55	Гордеевская	+1	?
	56	Горновская	+2	Горновский вал, интрузия гранитов
	57	Лесостепная	-6	Шубинский прогиб
	58	Хайрюзовская	-12	Шпагинский прогиб
Белая Боровлянка	59	Южаковская	-1	?
	60	Лебяжинская-1	+2	Разлом
	61	Лебяжинская-2	-1	?
	62	Верх.-Боровлянская	+1	Зональный вал, флексура
Уткуль-Була-ниха	63	Уткульская	-1	Большереченский прогиб
	64	Ново-Чемровская	+5	Флексура
Чемровка	65	Усть-Шубинская	-1	?
	66	Петровская	+2	Интрузия гранитов
	67	Ложкинская	-1	Чемровский прогиб
	68	Марушинская	+6	Бийско-Яминский разлом
Шубинка	69	Угловская	+1	Интрузия гранитов
	70	Мочишенская	-2	Чемровский прогиб
Сухая Чемровка	71	Сухочемровская	-1	Троицкий прогиб
	72	Полевая	+2	Бийско-Яминский разлом, интрузия гранитов
	73	Воеводская	-1	?
Бехтемир	74	Бехтемир-Аникинская	-2	Троицкий прогиб
	75	Верхне-Бехтемирская	-1	?

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5
Бия	76	Енисейская	-1	?
Чумыш	77	Тальменская	+4	Барнаульский разлом
	78	Новотроицкая	+2	?
	79	Ветохинская	+1	Разлом
	80	Переборная	-2	Повалихинский прогиб
	81	Новосихинская	+2	Разлом
	82	Старокопыловская	-1	?
	83	Сорожинская	-1	Разлом
	84	Усть-Аламбайская	+2	Аламбайский разлом
	85	Петрушихинская	-2	Кытмановский прогиб
	86	Брагинская	+3	Интрузия гипербазитов, разломы
Еловка	87	Курочкинская	-4	?
Тальменка	88	Тальменская	-1	Тальменская грабен-синклиналь
Аламбай	89	Аламбайская	+8	?
Сунгай	90	Митихинская	+3	?
	91	Любимовская	-1	?
Кашкарагаиха	93	Восточная	-1	Тальменская грабен-синклиналь
	94	Новокраюшкинская	+6	?
Гоношиха	95	Смирновская	+3	Разлом
Камышенка	96	Средне-Камышенская	+5	"
	97	Верхне-Камышенская	+1	?
Крутая	98	Гришинская	+2	Разлом
Большегорская	99	Малогорская	+1	?
	100	Черемновская	-1	?
	101	Черновская	+2	?
	102	Новотарабинская	-1	Грабен девонских отложений
	103	Горниковская	+2	?
	104	Новокытмановская	-1	Шпагинский прогиб
Хабара	105	Черкасовская	-5	?
Яма	106	Еландинская	+8	Интрузия гипербазитов
	107	Яминская	+6	То же
	108	Верх-Яминская	+4	Разлом
Касмала и Кас- малинская древ- няя ложбина	109	Павловская	+8	Интрузия гранитов
	110	Ребрихинская	-2	?
	111	Дубровская	x ¹	Разлом
	112	Островновская	-2	Мамонтовская мульда
	113	Мамонтовская	+1	Мамонтовская флексура, Башелакский разлом
	114	Востровская	-2	Востровская мульда
	115	Угловая	x	Разлом, интрузия гранитов
	116	Жирная	+2	Разлом
	117	Борфорлостовская	-2	Рублевский прогиб
	118	Барачная	x	Михайловский вал
	119	Малиновская	-5	Бастанский прогиб
	120	Гектолская	+1	Платовский полувал, Иртышская зона смятия
Барнаулка и	121	Власихинская	-2	Власихинская депрессия
Барнаульская	122	Стуковская	+1	?
ложбина	123	Черемновская	-2	?

1	2	3	4	5
	124	Старобарнаульская	+1	?
	125	Петровская	+1	?
	126	Серебренниковская	-1	Серебренниковская мульда
	127	Бахматовская	+4	Мамонтовская флексу- ра, Башелакский разлом
	128	Коробейниковская	-1	?
	129	Вавилонская	x	Горст-антиклиналь
	130	Перешеечная	-1	Лебяжинский прогиб
	131	Коростылевская	x	Разлом
	132	Кругловская	-1	Кругловская мульда, Сербайский прогиб
	133	Лаптевская	+2	Стелановско-Кузнецов- ский вал, интрузия гранитов
	134	Мешанская	+4	Разлом, интрузия гра- нитов
	135	Нагибинская	x	Разлом
	136	Черно-Коровниковская	x	?
	137	Кузнецовская	-1	?
	138	Ляпунихинская	-2	Ляпунихинская мульда, Угловский прогиб
Большая Кал- манка, Алей	139	Кубанкинская	-1	Топчихинская мульда
	140	Белоярская	+4	Разлом
	141	Усть-Алейская	+1	"
	142	Ветловская	+2	"
	143	Алейская	-2	Алейская мульда
	144	Малаховская	+1	Башелакский разлом, Мамонтовская флексура
	145	Кашинская	+1	?
	146	Кабаковская	-1	Разлом
	147	Шипуновская	+2	Флексура, интрузия гранитов
	148	Поспелихинская	-1	Флексура, Поспелихин- ская депрессия
	149	Усть-Кизихинская	-2	Северо-Восточная зона смятия
	150	Башмачихинская-1	-1	Озерковский разлом
	151	Башмачихинская-2	+1	Степно-Бугринская ан- тиклиналь
	152	Урожайная	-1	Калининская синкли- наль, Калининский про- гиб
	153	Бобковская	+2	Разлом
	154	Рубцовская	+4	Интрузия гранитов, Березовский вал
155	Новоалександровская	-4	Рубцовская мульда, Ново-Александровская синклиналь	
156	Веселоярская	+4	Саввушкинский разлом, интрузия гранитов	
157	Луговая	-4	Луговская мульда	
158	Устьянская	+1	Разлом	

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5
	159	Интернациональная	-2	?
	160	Дмитриевская	+1	Инtruзия гранитов
Чистюнька	161	Чистюньская	-3	?
	162	Солоновская	+4	?
	163	Моховская	+1	?
Горевка	164	Ильичевская	-2	Алейская мульда
	165	Ильинская	+2	Башелакский разлом, Мамонтовская флексура
	166	Луговская	-3	Малиновский прогиб
Язевка	167	Августовская	+8	Разлом
	168	Язевская-1	+3	Первомайский вал
	169	Язевская-2	-4	Малиновский прогиб
Клепечиха	170	Шипуновская	+2	Инtruзия гранитов
	171	Украинская	+4	Первомайский вал
	172	Баталовская	-4	Малиновский прогиб
Алейская древ- няя ложбина	173	Новенькая	-1	Золотушинский прогиб
	174	Ивановская	-1	Иртышская зона смятия
Ремовка	175	Ремовская	+1	Горст нижнего палеозоя
	176	Койтаская	-1	Грабен девона и кар- бона
Золотуха	177	Николаевская	-1	?
	178	Горняцкая	+4	Успенский вал
	179	Самарская	-1	Грабен карбона
Каменка, при- ток р. Алей	180	Каменская	-1	Грабен девона
	181	Световская	+12	Антиклиналь
	182	Развальная	-1	?
Поперечная	183	Николаевская-1	-2	Поспелихинская мульда
	184	Николаевская-2	+5	Озерковский разлом, фас Алтая
	185	Кузнецовская	+6	Северо-Восточная зона смятия
	186	Варшавская	+8	Саввушинский разлом
Кизиха	187	Красноярская	+10	Озерковский разлом, Северо-Восточная зона смятия
	188	Кизихинская	+4	Степно-Бугринская ан- тиклиналь
	189	Троицкая	-2	Таловско-Троицкая брахисинклиналь
	190	Сизовская	+5	Саввушинский разлом
Устьянка	191	Развалинская	+1	Алейский разлом, инт- рузия гранитов
Дальняя Шел- чиха	192	Пасечная	+4	То же
Таловка	193	Ивановская	-3	?
Гарновка	194	Гарновская	+1	?
Миловиновка	195	Секисовская	-3	Кизихинский прогиб
Секисовка	196	Саввушинская	+4	Саввушинский разлом
Чарыш	197	Елбанская	-1	Грабен карбона
	198	Красноярская	+1	Мамонтовская флексура
	199	Бурановская	+1	Змеиногорско-Калман- ский разлом
	200	Белоглазовская	+4	Флексура
	201	Усть-Локтевская	-4	Чарышский прогиб

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5
	202	Озерковская	+2	Озерковский разлом
	203	Трусовская	-1	?
Порозиха	204	Ветелкинская	+2	?
	205	Дубровская	-1	?
	206	Осколковская	+1	Мамонтовская флексура
	207	Романовская	-3	?
Локтевка	208	Предгорная	-1	Чарышский прогиб
	209	Ново-Фирсовская	+4	Озерковский разлом
	210	Знаменская	+2	Разлом
	211	Курьинская	-1	Курьинско-Акимовская грабен-синклиналь
	212	Усть-Таловская	+6	Семеновский разлом
	213	Казанцевская	-1	?
	214	Локтевская	+4	Саввушинский разлом
Озерная	215	Нижне-Озерная	-6	Грабен карбона
	216	Пойменная	+4	Разлом
	217	Фермовская	+8	Кольванский разлом, Мамонтовская флексура
Калманка	218	Усть-Калманская	+8	Инtruзия гранитов
	219	Бригадная	-1	?
	220	Ново-калманская	+6	Фас Алтая
Ануй	221	Паутовская	-2	Ануйский прогиб
	222	Орловская	+1	Кольванский вал
	223	Петропавловская	-3	Петропавловская депрессия
	224	Антоньевская	-6	Фас Алтая
Кудриха	225	Ново-Жизневская	-2	Кудрихинский прогиб
	226	Кудрихинская	26	Мамонтовская флексура, Кольванский разлом
Камышенка	227	Грязнухинская	-1	Камышенский прогиб
	228	Камышенская	+3	Разлом
Песчаная	229	Песчаная	+2	Инtruзия гранитов
	230	Новотырышкинская	+12	То же
	231	Сычевская	-1	Песчанский прогиб
	232	Солоновская	+7	Белокурихинский разлом
Поперечная	233	Смоленская	-1	?
	234	Совхозная	-10	?
	235	Никольская	+3	Смоленский разлом, инtruзия гранитов
	236	Макарьевская	+12	Белокурихинский разлом
Каменка	237	Грязнухинская	+4	Разлом, инtruзия гранитов
	238	Озерковская	-1	Грабен, Каменский прогиб
	239	Алтайская	+3	Белокурихинский и Каменский разломы
Сетовка	240	Половинкинская	+6	?
	241	Коловская	+6	Разлом
Бурла	242	Михайловская	-2	Бурлинский прогиб
	243	Гусиная	-2	То же
	244	Хорошавская	+1	Разлом
	245	Пепельная	+3	Горст
	246	Землянухинская	-1	Панкрушихинский грабен
	247	Хабаровская	-1	То же

1	2	3	4	5
	248	Мурашкинская	-1	" "
	249	Панкрушихинская	+4	Горст кембро-силура, Каменный разлом
Кулунда	250	Ванинская	-4	Панкрушихинский грабен
	251	Шимолихинская	-1	?
	252	Николаевская	+3	?
	253	Прослаухинская	+1	Горст
	254	Вознесенская	-1	Грабен
	255	Вылковская	+2	Горст
Кучук	256	Степачихинская	-1	Грабен
	257	Нижне-Кучукская	+4	Разлом, Кучукский вал
	258	Ново-Троицкая	+4	Разлом
	259	Калиновская	+3	?
	260	Каяушкинская	+4	?
	261	Вознесенская-1	-1	Вознесенская мульда
Сидоровка	262	Вознесенская-2	+1	Разлом
	263	Дубровинская	+4	?
	264	Сидоровская	-5	?

¹ Перегиб продольного профиля древней ложбины в обратную сторону.

Полученные материалы позволили составить схему деформаций продольных профилей рек и установить их связь с различными глубинными геологическими структурами (рис. 2).

Абсолютные величины положительных и отрицательных деформаций продольных профилей рек определялись по методике Н.Г. Волкова (1964) путем графического спрямления деформированных участков. Величины таких деформаций колеблются от -3 до +3,5 м, очень редко до +10-12 м. Очевидно, они близки к общей амплитуде голоценовых движений крупных морфоструктур (или несколько меньше ее).

На территории Степного Алтая (площадь около 150 тыс.км²) выявлены таким путем 264 деформации продольного профиля (рис. 2), соответствующие локальным голоценовым неотектоническим структурам. На самом же деле количество их гораздо больше, так как применимость этой методики ограничивается, к сожалению, лишь речными долинами. На междуречных пространствах такие локальные голоценовые структуры можно фиксировать по данным повторного нивелирования или при наклоннометрических исследованиях.

Из сопоставления схемы деформаций продольных профилей рек с картами тектоники палеозойского фундамента и платформенного чехла выяснилось, что из 264 локальных голоценовых структур 199, или 75%, имеют определенную связь с погребенными геологическими структурами, а это свидетельствует о высокой степени унаследованности голоценовых движений от древних структур. Следовательно, по деформациям продольных профилей можно решать и обратную задачу - искать скрытые под платформенным чехлом те или иные геологические объекты. Из общего количества голоценовых деформаций, обнаруживающих связь с геологическими структурами, 81% обусловлен структурами палеозойского фундамента: горстами и антиклиналями (6%), интрузивными массивами (16%), грабенами и синклиналями (17%), разломами (42%). Со структурами платформенного чехла связано около 31% всех деформаций: с валами и поднятиями - 7%, прогибами и депрессиями - 18%, флексурами - 6% (табл. 3).

Таблица 3

Зависимость деформаций топографических продольных профилей рек Степного форменного мезозойско-кайнозойского чехла

Знак деформации	Общее количество	Количество унаследованных деформаций	Количество деформаций неясной природой	Структуры платформенного	
				валы, поднятия	прогибы, депрессии
+	149	123	26	14	-
	(56,5%)	82,6%	17,4%	11,3%	-
-	115	76	39	-	36
	(43,5%)	66,2%	33,8%	-	47,3%
±	264	199	65	14	36
	(100%)	75,3%	24,7%	7,0%	18,0%

Выявленные деформации позволили составить схему голоценовой тектоники Степного Алтая (рис. 3), на которой не только отображены суммарные амплитуды движений крупных морфоструктур, но и намечены локальные неотектонические структуры и даны приблизительные величины их амплитуд.

Из анализа схемы голоценовой тектоники видно, что максимальные амплитуды голоценовых локальных структур тяготеют к зонам палеозойских разломов, подновлявшихся в мезозое и кайнозое: Кулундинско-Барнаульского, Змеиногорско-Калманско-Салаирского, Белокурихинского, Озерковского, Саввушинского, Алейского, Каменского. С зоной последнего совпадает эпицентр 6-7-балльного землетрясения 19 февраля 1965 г. и других землетрясений, неоднократно происходивших в районе г. Камня. Землетрясения фиксировались также вдоль фаса Алтая в районе городов Бийска и Змеиногорска, у курорта Белокуриха. Все это наводит на мысль о том, что зоны указанных выше разломов также могут быть сейсмогенными, чего нельзя не учитывать при проектировании строительства различных объектов, железных дорог, плотин и т.п.

Таким образом, голоценовые неотектонические структуры, намеченные по деформациям продольных профилей рек, могут служить поисковым признаком для выявления скрытых локальных платформенных структур, с которыми обычно совпадают те или иные структуры погребенного палеозойского фундамента, а также для установления не выраженных в рельефе молодых разломов, многие из которых могут оказаться сейсмогенными. При этом надо помнить, что наши выводы относятся к предалтайской части Западно-Сибирской низменности, где наблюдается достаточно высокая степень унаследованности тектонических форм от палеозойского фундамента через платформенные структуры к современным морфоструктурам. При удалении от фаса Алтая в глубь низменности прямая унаследованность структур отмечается все реже и реже, часто появляются обращенные унаследованные и неунаследованные морфоструктуры. Поэтому применение метода изодеф возможно только при тщательном анализе конкретных условий района.

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко О.М. Опыт применения морфометрического анализа речных долин для изучения неотектоники северных предгорий Алтая. - Изв. Алт. отд. ВГО, 1965, вып. 5.
 Адаменко О.М. О тектонических причинах деформации продольного профиля р. Алей (Степной Алтай). - В кн.: Методы геоформ. исследований. М., "Наука", 1967.
 Адаменко О.М. Методика составления поэтапных неотектонических карт Предалтайской равнины. Тезисы докл. VI сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968.

чехла	Структуры палеозойского фундамента			
	горсты, ан- тиклинали	грабены, синкли- нали, мульды	разломы	интрузии
11	11	-	80	31
9,0%	9,0%	-	65,0%	25,0%
-	-	34	6	-
-	-	44,3%	8,4%	-
11	11	34	84	31
5,9%	5,9%	17,0%	42,2%	15,5%

Адаменко О.М. Роль голоценовой тектоники в выявлении локальных структур платформенного чехла и погребенных структур палеозойского фундамента на юге Западно-Сибирской низменности. - В сб.: Структурно-геоморфологические исследования при нефтегазопроисковых работах. Л., 1969.

Адаменко О.М. Происхождение современной морфоструктуры Предалтайской равнины. - В сб.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Материалы Всес. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока, т. III. Новосибирск, "Наука", 1970.

Волков Н.Г. К методике тектонического анализа продольных профилей рек. - Изв. АН СССР, серия геогр., 1964, № 2.

Зятькова Л.К. Геолого-геоморфологические методы выявления локальных структур (центральная часть Западно-Сибирской низменности). - Труды ИП СО АН СССР, 1961, вып. 14.

Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.

Сетунская Л.Е. Опыт анализа продольных профилей рек в целях изучения тектонических движений. - Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 3.

Соколовский И.Л., Волков Н.Г. Методика поэтапного изучения неотектоники. Киев, "Наукова думка", 1965.

Финько Е.А. Современные тектонические движения предгорных и низкогорных районов ЮВ Казахстана и их связь с морфоструктурой. Автореф. канд.дисс. М., 1965.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Г. И. Худяков

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ КОМПЛЕКСОВ ГОРНЫХ ПОРОД, КОНФОРМНЫХ И КОРРЕЛЯТНЫХ МОРФОСТРУКТУРАМ

При описании истории развития рельефа обычно рассматривают в стратиграфической последовательности коррелятные этому рельефу отложения. Такими в большинстве случаев считают континентальные осадочные толщи, накопившиеся в зонах устойчивого прогибания, сопряженного с орогенным поднятием, или же сформировавшиеся в виде маломощных покровных отложений, сопоставляемых с полигенетическими денудационными поверхностями базисного выравнивания. Возрастной интервал, в течение которого происходит накопление коррелятных рельефу отложений, определяется, как правило, в рамках кайнозоя. Между тем в пределах горных территорий со сводовым типом тектонического развития часто не происходит устойчивого захоронения таких толщ. Здесь в зонах относительного прогибания осадконакопление далеко не полностью компенсирует общее сводовое поднятие. Особенно это характерно для многократно активизированных и эпигеосинклинальных областей поздней стадии развития. Примерами могут служить Монголо-Охотский орогенный пояс в позднемеловое – кайнозойское время и Сихотэ-Алинь в позднем неогене-антропогене. Анализ континентальных осадков, сформировавшихся в таких и им подобных условиях, дает слишком мало материала при восстановлении истории развития долгоживущих (например, с палеозоя или мезозоя) эндогенных форм рельефа. Под эндогенной формой рельефа автор понимает тектонически обусловленную внешнюю форму геологической структуры. От таких форм следует отличать морфоскульптурные образования, создающиеся при экзогенной препарировке геологической структуры.

При изучении истории развития эндогенных форм рельефа, как правило, нельзя ограничиваться рамками кайнозоя. Чтобы разобраться в генетической сути таких форм, автор рекомендует исследовать прежде всего геологическую предопределенность их зарождения и последующего развития. Ни у кого, например, не вызывает сомнений необходимость описания горных пород, которые слагают осадочно-аккумулятивные формы рельефа (речные террасы и т.д.). По мнению автора, для геоморфологических целей столь же необходимы и геологические описания всех горных пород, которые одновозрастны морфоструктурам и слагают их независимо от того, являются эти породы осадочными или магматическими. Изучение подобных комплексов горных пород тесно связано с введением объемного понятия морфоструктур.

Автор понимает под морфоструктурой не эндогенную форму рельефа, а прежде всего саму тектоническую структуру, конформно выраженную в рельефе Земли. Картографически можно, конечно, ограничиться и эндогенной формой рельефа. В этом есть свой смысл, когда необходим "анатомический" анализ формы без рассмотрения содержания, например при всякого рода морфометрических построениях. Но формы как таковой, отдельно от содержания, не существует. Есть только форма чего-то, форма как выражение и способ существования содержания: есть форма – значит, есть и содержание. Автором поэтому вводится понятие "морфоструктурное пространство", внешне ограниченное рельефом земной поверхности, а внутренне – конформным ему содержанием в пределах так называемой тектоносферы со всеми ее сложными

плоскостями и зонами. Считать, что морфоструктура есть геологическая структура, выраженная в рельефе, по мнению автора, неточно. Во-первых, к геологической структуре может быть отнесено любое по размерности геологическое тело, в том числе и пластовое, и насыпное, сформированное часто экзогенными процессами. Во-вторых, это тело может быть выражено в рельефе не как результат конформной тектонической деформации, а как результат селективной денудации. Такое образование целесообразнее относить к категории морфоскульптур.

В геологической и геоморфологической литературе распространено представление о морфоструктурах как о формах рельефа земной поверхности, возникших под влиянием преимущественно эндогенных сил (Герасимов, 1967), или как о комплексах форм рельефа и геологической структуры, исторически связанных в единое целое общностью условий развития (Мешеряков, 1960, 1965), или же как о преимущественно крупных формах "...рельефа, которые возникают в результате исторически развивающегося противоречивого взаимодействия эндогенных сил, при ведущей, активной роли эндогенного фактора - тектонических движений" (Герасимов, Мешеряков, 1967, стр. 7-8). Отсюда следует преимущественно геоморфологический подход к изучению морфоструктур как крупных эндогенных форм рельефа Земли.

Н.И. Николаев (1968) считает, что "при таком понимании "морфоструктурный" анализ и не ставит перед собой цели изучения закономерностей в проявлении тектонических движений, их сходства и отличия от более ранних тектонических движений, закономерностей их проявления во времени и пространстве, природы этих движений, связи с глубинными, геофизическими процессами, вулканизмом и др. Все эти специальные задачи являются содержанием неотектонических исследований. Морфоструктурный анализ не включает и не может включать в себя решение этих задач" (стр. 152). По мнению Н.И. Николаева, в неотектонических исследованиях рельеф является не целью изучения (как при морфоструктурном анализе в его рассмотренном выше понимании), а средством познания новейших структурных форм и тектонических движений.

Процесс формирования оротектонических комплексов был назван в свое время В.Г. Бондарчуком тектоорогенией: "...тектоорогения - единство происхождения структуры и рельефа (содержания и формы) литосферы, сложившейся в течение длительного геолого-исторического развития и движений земного шара, как единой материальной системы" (Бондарчук, 1959, стр. 5). Отсюда следует и принципиальный вывод В.Г. Бондарчука (1959) о том, что процесс геоморфогенеза представляет одну из специфических форм геологического движения, выражением которого являются тектонически обусловленные неровности земной поверхности.

При таком понимании структурно-геоморфологического анализа изучение истории развития рельефа Земли не должно ограничиваться исследованиями лишь форм ее внешней поверхности, так как "форма движения, состав и залегание вещества - носителя движения определяют происхождение и форму геоморфологических элементов; пространственная дифференциация движений обуславливает закономерности распространения форм рельефа и зональность геоморфологических элементов" (Бондарчук, 1959, стр. 6).

С этих позиций поверхности наружных и внутренних геосфер "...представляют собой общую взаимосвязанную систему и должны были бы явиться предметом одного научного направления - структурной геоморфологии" (Флоренсов, 1964, стр. 88). "Это научное направление уходит своими корнями в структурную геологию, региональную геологию и тектонику и составляет кратчайшее связующее звено между геологией и общей геоморфологией" (Флоренсов, 1965, стр. 113).

Широко распространенные методические приемы морфоструктурного анализа горных стран, сочетающие геоморфологические исследования и геологическое изучение только рыхлых кайнозойских толщ, коррелятных рельефу, оказались далеко не универсальными. Субаэральная-субаквальная внешняя оболочка морфоструктуры непрерывно обновляется все более молодыми поверхностями денудационных срезов и аккумуляции в климатических обстановках. Меняются и

характерные особенности тех или иных генетических типов рельефа или геоморфологических формаций, часто без коренного изменения основного генетического типа морфоструктуры. Так как главной составной ее частью является геологическая структура, выраженная генетически сопряженными с ней эндогенными формами рельефа, то сочетание в историческом аспекте объемной и поверхностной характеристик морфоструктуры и должно представлять собой существо морфоструктурного анализа. Весьма верной в связи с этим представляется мысль, А.И. Спиридонова, А.Е. Кривоуцкокого, что "формирование планетарного рельефа началось на заре геологической истории, когда стала образовываться земная кора. С того далекого прошлого и должен начинаться историко-геоморфологический анализ".

Главным методическим направлением изучения морфоструктур является, следовательно, комплексное исследование как строения рельефа их земной поверхности, так и внутреннего их строения посредством геолого-геофизических исследований вещественного состава и объемного тектонического анализа. Такое направление структурно-геоморфологического анализа стирает те принципиальные различия морфоструктурных (в наиболее принятом понимании) и неотектонических исследований, которые были подчеркнуты Н.И. Николаевым (1968). Неотектоника, как наука, изучающая неотектонические структуры Земли, должна в таком случае рассматриваться как необходимое звено в цепи морфотектонических исследований тех структур Земли, которые нашли свое выражение в рельефе не только в кайнозое, но и задолго до него.

Исследования строения и истории формирования морфоструктур должны охватывать поэтому весьма обширный круг вопросов, относящихся к тем особенностям тектонической структуры земной коры и мантии, которые имеют геоморфологическое значение и прямо (через эндогенные формы движений) или косвенно (через пассивную геологическую структуру) отражаются в современном рельефе земной поверхности. Этот круг вопросов возможно ограничить лишь условно и в соответствии с практическими возможностями морфоструктурного анализа на нынешней стадии его развития. В общем же случае пространственные ограничения морфоструктурного тела будут определяться прежде всего его поверхностными геоморфологическими границами, а затем – их сложной проекцией до той глубины в пределах так называемой тектоносферы, где уже не могут быть отмечены (каким-либо из известных ныне приемов) характерные для данного типа морфоструктуры изменения вещества и структуры Земли. При рассмотрении пространственных особенностей глубинных морфоструктурных границ, как и при проведении геологической границы "... между обладающими различной структурой двумя смежными участками геологического пространства необходимо найти такие свойства (признаки) геологического вещества... которые бы оставались неизменными или плавно менялись в пределах каждого из участков и испытывали бы резкое изменение при переходе от одного участка к другому" (Ю.А. Косыгин, В.А. Соловьев и др.).

Наиболее приемлемыми методами изучения глубинных ограничений морфоструктурных тел являются пока геофизические. Выявляемое при этих исследованиях распределение вещества земной коры и мантии выражает прежде всего кайнозойскую структуру Земли. Эта структура может быть унаследованной от более древней или новообразованной. И в том и в другом случае это по существу современные морфотектонические категории Земли. Их динамика познается как путем изучения геологических тел, слагающих морфоструктуру, так и через пластику современного рельефа земной поверхности.

Итак, морфоструктуры ограничены внешней, геоморфологической оболочкой литосферы и внутренними сложными плоскостями и зонами (в пределах земной коры, а в ряде случаев – и мантии). Общая терминология и генетическая классификация морфоструктур должны быть поэтому в значительной степени тектоническими, дополненными геоморфологическими характеристиками (Худяков, 1965). Например:

морфоструктуры низшего порядка: материковые массивы, океанические впадины, переходные зоны от материков к океанам;

морфоструктуры первого порядка: горные и равнинные сооружения материков, окраинно- и внутриокеанические впадины, окраинно- и срединно-океанические надводные и подводные валы, хребты, массивы и т.д.;

морфоструктуры второго порядка: эпигеосинклинальные складчато-глыбовые и возрожденные глыбовые горы областей разновозрастной складчатости, равнинные области щитов, остаточного геосинклинально-наложенные межгорные и предгорные впадины, наложенные впадины плит (синеклизы) с разновозрастным складчато-метаморфическим основанием, рифтовые горы срединно-океанических хребтов, подводные материковые окраины, сопряженные с эпигеосинклинальными и возрожденными горными сооружениями, глубоководные геосинклинальные желоба и краевые валы вдоль них, междуговые синклинальные впадины, глубоководные «отловины»; островные дуги разных стадий развития и т.д.;

морфоструктуры третьего порядка: различного происхождения наземные и подводные хребты-антиклинали, хребты-горсты, хребты-горст-антиклинали; валы-антиклинали, валы-горсты; вулканические хребты, массивы, купола и конусы, брахиантиклинали; интрузивные и соляные купола; межгорные синклинали, грабен-синклинали, брахисинклинали, крупные внутригорные мульды, крупные подводные разломы и т.д.

Возможно выделить и более высокопорядковые морфоструктуры, являющиеся элементами строения морфоструктур третьего порядка. К ним можно отнести мелкие грабены, горсты, разрывные нарушения, выраженные в виде низкопорядковой долинной сети, тектонические зияющие трещины без смещения и т.д.

Всем морфоструктурам и морфоскульптурам соответствуют, как считает автор, разновозрастные и однопорядковые с ними тектономорфные геологические тела, подразделяемые на конформные и коррелятные комплексы горных пород.

Тектономорфными ¹ современному рельефу горными породами следует считать те, которые формировались одновременно с морфоструктурными и морфоскульптурными образованиями и либо слагают их (конформный комплекс), либо пространственно и генетически сопряжены с ними (коррелятный комплекс).

Конформные положительным морфоструктурам горные породы одновременно являются, как правило, коррелятными образованиями для генетически сопряженных отрицательных морфоструктур, и наоборот. Это единство пространственных противоположностей вполне естественно. В самом деле, слагающие, например, положительную морфоструктуру конформные магматические породы являются одновременно и коррелятными генетически сопряженной с данным поднятием отрицательной морфоструктуре. Слагающие же отрицательную морфоструктуру конформные осадочные и осадочно-вулканогенные образования являются одновременно и коррелятными положительной морфоструктуре, генетически сопряженной с данной впадиной.

Морфоструктурам низшего порядка соответствует земная кора и верхняя мантия различного типа и неодинаковой мощности.

Морфоструктурам первого порядка соответствуют «гранитный» и «базальтовый» слои земной коры, подкоровый, волноводный и подволноводный слои верхней мантии.

Морфоструктурам второго порядка в пределах земной коры соответствуют формации осадочных чехлов платформенного, геосинклинального, эпигеосинклинального и эпиплатформенно-орогенного происхождения, магматические и мета-

¹ *Прим. ред.* Этот новый термин вряд ли удачен и необходим. Его введение автором имеет единственную цель – объединить конформные и коррелятные геологические комплексы в некоторый единый класс, выражающий активную связь геологического субстрата с рельефом. Кроме того, приняв термин «*тектономорфный*» в том смысле, который вытекает из образующих его корней, им пришлось бы обозначать также структурно-тектонические формы и составляющие их массы горных пород, выделенные в рельефе селективной денудацией.

морфические формационные тела геосинклинального, элигеосинклинального и эпиплатформенно-орогенного происхождения.

Для морфоструктур третьего порядка характерны в пределах земной коры крупные тела интрузий и экструзий, осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные тела различных фаций, составляющие геологическую формацию.

Вполне вероятно при этом, что "тектонические корни" морфоструктур второго и третьего порядков, их глубинное продолжение уходят значительно ниже земной коры. Изучать геологические тела, конформные и коррелятные таким морфоструктурам, возможно пока лишь в пределах верхней части земной коры. В будущем сфера подобных сопоставлений, скорее всего, проникнет за пределы земной коры, в более глубокие геозоны. Ниже приводятся некоторые примеры конкретной возможности выделения в пределах морфоструктур второго и третьего порядков конформных и коррелятных им геологических тел.

В условиях возрожденной горной страны конформными ей горными породами будут так называемые телеорогенные интрузии, эффузивные накопления, слагающие приповерхностные и поверхностные части такой морфоструктуры, а коррелятными — развитый в межгорных и внутригорных прогибах "орогенный комплекс" отложений. Геосинклинальный комплекс пород, слагающий нередко значительные объемы той же возрожденной горной страны, или же реликтовые чехольные платформенные осадки, местами перекрывающие ее, будут дисконформны или криптоконформны¹ данному типу морфоструктуры. Эти образования были в свое время конформными соответственно геосинклинальной и платформенной морфоструктурам, не выраженным в современном рельефе. Вместе с тем в условиях активизированной горной страны с типичными надвиговыми дислокациями конформный (магматический приповерхностный), а также коррелятный (осадочный во впадинах) комплексы горных пород могут и отсутствовать. Примером является формирование в позднем мелу — кайнозое надвигово-глыбовой морфоструктуры Станового нагорья и Предстановых впадин. Основными методами морфоструктурного анализа такой оротектонической формы являются геоморфологические и геофизические, позволяющие в большей степени дать статическую ее характеристику и в гораздо меньшей — историко-динамическую.

Конформными первично-геоантиклинальному горному сооружению Большой Курильской дуги будут четвертичные, неогеновые и более древние комплексы туфогенно- и вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, прорванных неогеновыми интрузивами. Перекомпенсированное накопление в подводных (в раннюю стадию становления геоантиклиналей) и наземных (в более позднюю стадию) условиях таких толщ, слабо смятых в пологие складки и в различной степени метаморфизованных, и определило здесь сложное изоморфное строение самих геоантиклинальных морфоструктур (Худяков, 1968).

Коррелятными геоантиклинальным поднятиям Курильской островной дуги будут осадочные и осадочно-вулканогенные толщи, выполняющие генетически сопряженные с этими геоантиклиналями глубоководные геосинклинальные котловины и желоба. Непосредственному геологическому изучению такие, очевидно, слабо метаморфизованные, толщи пока почти недоступны.

Горной морфоструктуре вулканогенных поясов конформны, в основном сами слагающие ее сложно построенные осадочно-вулканогенные и вулканогенные тела позднемезозойского и кайнозойского возраста. Несогласно подстилающие

¹ Дисконформные морфоструктурам горные породы генетически совершенно не связаны со становлением и развитием данного типа морфоструктуры. Примером могут служить платформенные формации, слагающие эпиплатформенную морфоструктуру.

Криптоконформный морфоструктурам комплекс горных пород представлен, как правило, геосинклинальными формациями, слагает приповерхностную зону коровой части фундамента морфоструктур и дает возможность установить тип их развития в последующие элигеосинклинальную, реже — платформенную и эпиплатформенную стадии.

их породы уже не являются конформными данной морфоструктуре. Перекомпенсированный характер и большая скорость накопления вулканических пород, а также значительная денудационная устойчивость вулканических толщ обуславливают, по данным Э.Н. Эрлиха (1969), формирование линзовидного строения вулканического пояса. Нижняя сторона такой линзы отражает процесс тектонического погружения, а верхняя – эффект вулканической аккумуляции.

Подобная особенность в развитии вулканических поясов и крупных вулканических областей приводит к морфоструктурной невыразительности их как прогибов. Своеобразная орогеническая инверсия таких прогибов в процессе формирования двояковыпуклой линзы осадочно-вулканогенных и вулканогенных комплексов – явление, типичное для зональных и ареальных (имеющих большую площадь распространения) вулканоморфоструктур. Характерной особенностью последних также является и закономерная смена во времени комплексов горных пород, фиксирующих все более высокий гипсометрический уровень своего накопления. Например, орогенное становление одного из крупнейших поднятий в южной части Дальнего Востока – Баджальского хребта в ранне-позднемиоценовую эпоху намечается по последовательной смене во времени пресноводно-континентальных вулканогенно-осадочных толщ осадочно-вулканогенными, вулканогенными, вулканогенно-плутоническими и, наконец, плутоническими образованиями, формируемыми соответственно все более и более высокие гипсометрические уровни вулканогенного рельефа. Наиболее древние нижнемиоценовые вулканогенно-осадочные континентальные накопления мощностью 500–600 м представлены здесь туфами андезитовых порфиров, песчаниками и алевролитами с прослоями туфогенного материала и конгломератов. Этот комплекс пород формировался с активным участием флювиальных процессов на гипсометрически наиболее низком базисном уровне осадконакопления по сравнению с последующими уровнями аккумуляции вулканического материала. Стратиграфически выше залегает толща андезито-базальтов, андезитов и андезитовых порфиритов мощностью 500–700 м, замещающаяся по простираюнию туфогенно-осадочными континентальными отложениями. Более молодая толща представлена ниже-верхнемиоценовыми дацитовыми и кварцевыми порфиритами, плагиопорфиритами, игнимбритами с прослоями лепловых туфов и туффитов общей мощностью 500–600 м. На данной толще залегают кварц-плагиоклазовые и кварц-роговообманковые порфириты, реже – туфы мощностью 450–500 м, развитые главным образом в осевой части Баджальского хребта. Заканчивается вулканический разрез Баджальского хребта фашиально сравнительно однообразной верхнемиоценовой толщей кварцевых порфиров, андезито-дацитов, дацитов, плагиолипаритов, липаритовых порфиров, их туфов и туфолав общей стратиграфической мощностью до 1500–2200 м. В этой толще уже совершенно отсутствуют какие-либо признаки флювиальной переработки вулканического материала.

Несмотря на региональные особенности в строении вулканогенных толщ южной континентальной части советского Дальнего Востока, возможно заметить в большинстве случаев определенную последовательность в накоплении отдельных частей их разреза. В нижней части разреза таких толщ в той или иной мере участвуют осадочные и туфогенно-эффузивные образования, а верхняя часть разреза слагается преимущественно вулканогенными телами. Эта особенность строения разреза обусловлена, по мнению автора, эволюцией седиментационных зон от низких равнин с активным участием в осадконакоплении флювиальных процессов к гипсометрически все более высоким междуречным пространствам по мере перекомпенсированного накопления вулканогенных толщ. Происходящее при подобных явлениях гипсометрическое повышение уровня вулканогенной аккумуляции приводит к ослаблению седиментационного эффекта при флювиальных процессах концентрированного стока и к прекращению в конечном итоге формирования туфогенно-осадочных толщ, фиксирующих нижнюю часть разреза осадочно-вулканогенного комплекса пород.

Коррелятными по времени образования кайнозойским вулканоморфоструктурам Сихотэ-Алиня являются палеоген-неогеновые угленосные молассы межгорных и внутригорных впадин. Континентальные угленосные отложения сиди-

минской, оборской, бирюфельдской, биранджанской, ушумунской, даргинской, мариинской и приамурской свит палеогена-неогена общей мощностью до 2000-2500 м сопоставляются С.А.Салуном (1969) с одновозрастными вулканогенными образованиями андезитовой формации кузнецовской (Pg_2^2), сизиманской (Pg_3^2), кхуцинской (Pg_3^3), кизинской (N_1^{1-2}), ботчинской (N_1^3) и совгаванской (N_2) свит. В ряде впадин (Вяземской, Верхнебикинской, Хунгарийской, Среднеамурской) С.А.Салуном наблюдалось непосредственное чередование континентальных угленосных моласс и пород андезитовой формации.

Р.И.Никоновой и Г.И.Худяковым в межгорных и внутривпадинных впадинах Западного и Центрального Сихотэ-Алиня выделен парагенетический комплекс тонкообломочных угленосных и грубообломочных (гравелитов и конгломератов) палеоген-неогеновых отложений, коррелируемых с эпигеосинклинальным горстково-сводовым среднегорьем. Амплитуда позднемиоценовых-кайнозойских движений в системе Куканско-Ямалинского и Сихотэ-Алинского горных сооружений и ограничивающих их межгорных впадин (рассчитанная по современному высотному положению кровли эффузивных тел, завершающих вулканогенный ряд, гипсометрии вершинной поверхности и мощностям палеоген-неогеновых толщ) достигает 4000-5000 м.

Превращение Нижнеамурского миогеосинклинального бассейна осадконакопления в эпимиогеосинклинальное низкогорное сооружение началось примерно с конца раннего мела, когда произошло внедрение гранитоидных интрузий, абсолютный возраст которых датируется в 113-106 млн.лет. После регрессии нижнесантонского моря на территории Нижнего Приамурья согласно данным С.А.Салуна (1969) произошли первые вспышки субаэрального вулканизма и началось накопление андезитовых и дацитовых лав и туфов. В кампане магматическая деятельность распространилась на огромную площадь Нижнего Приамурья. Вулкано-плутонические комплексы (абсолютный возраст гранитных интрузий 88-75 млн.лет) формировали развивающиеся горные поднятия (хребты и массивы): Бюко, Альское, Гургули, Укурунру, Магу, Кольтурское, Омельдинское, Омальское. К этому времени на месте западной части обширного Торомского прогиба возникло Тыльское горное поднятие, сложенное кислыми эффузивами и гранитоидами. Характерной особенностью позднемиоценового вулканизма для территории Нижнего Приамурья является, по данным В.И.Сухова (1967), последовательное возрастание коэффициента эксплозивности от 23 до 86-97% вверх по разрезу.

Все эти факты позволяют считать, что к началу кайнозоя территория Нижнего Приамурья представляла собой типичную вулканическую область с широким развитием вулканов центрального типа (вдоль линейных поднятий - хребтов) и обширных плосковершинных междуречных пространств, сложенных эффузивными покровами. Трещинная эксплозивная деятельность на отдельных участках сопровождалась образованием вулкано-тектонических депрессий, выраженных и в современном рельефе.

В кайнозое вулканогенный рельеф эпимиогеосинклинального низкогорного Нижнеамурского сооружения эволюционировал в сторону денудационного и осадочно-аккумулятивного с накоплением в многочисленных межгорных и внутривпадинных депрессиях угленосных моласс и покровных отложений. Изучение фациальных особенностей конформных магматических тел и осадочных образований привело к выводу, что сплошного денудационного выравнивания и пенепленизации территории здесь не было. Сравнительно неглубокий денудационный срез обусловил сохранение первичной и направленной последовательности напластования вулканогенных тел от основных и средних к кислым (завершающим разрез верхнемиоценовых, палеогеновых и миоценовых эффузивов). Таким ходом развития рельефа Нижнего Приамурья можно объяснить и хорошую сохранность низкотемпературных рудоносных комплексов.

В пределах большинства межгорных впадин (Верхнеамурской, Амуро-Зейской, Удской, Верхнебураинской, Тырминской, Средне- и Нижнеамурской, Арсеньевской, названных Г.И.Худяковым остаточного геосинклинально-наложенными,

разрез слагающих их отложений начиная от наиболее древних толщ намечает процесс становления морфоструктуры этих впадин. В Верхнеамурской впадине выделяется среднепалеозойский—позднемезозойский конформный комплекс морских, континентально—морских и континентальных осадочных и вулканогенно—осадочных пород; в Амуро—Зейской и Удской — позднеюрский—антропогенный комплекс континентальных вулканогенно—осадочных и осадочных пород; в Верхнебуреинской и Тырминской — юрский—позднемеловой комплекс морских, континентально—морских и континентальных, преимущественно осадочных пород; в Среднеамурской и Нижнеамурской впадинах — палеоген—антропогенный комплекс континентальных осадочных и осадочно—вулканогенных пород.

Рассмотрим на примере Даубихинской впадины принцип выделения в отмеченных впадинах конформного комплекса пород. Западный борт впадины в позднем палеозое пространственно совпадал, по данным В.П. Мишина (1968) и В.Н. Силантьева, с восточной границей позднепалеозойской "Ханкайской" суши. Но прогиб как такового в это время еще не было. Тектонические зоны, отражающиеся в некоторой специфике вещественного состава осадков, без резкого изменения их мощностей, существовали лишь в эмбриональном состоянии. По В.Н. Силантьеву, выделяются следующие зоны: Улахинская — вдоль Даубихинского разлома, Украинская — вдоль восточного края будущего Главного антиклинория Сихотэ—Алиня, Тудовакская — сам будущий антиклинорий. Позднекаменноугольные отложения в Даубихинской зоне, Главном антиклинории и Главном синклинории Сихотэ—Алиня представляют собой по существу латеральный ряд парагенетически близких образований, соответствующих позднепалеозойской морфоструктуре континентального склона и сочленяющейся с ним (к востоку) относительно глубоководной впадины. В пермское время, по данным В.П. Мишина (1968), В.Н. Силантьева и др., вдоль восточной окраины "Ханкайской" суши (частично захватывая и будущую зону Даубихинского прогиба) развивался вулканоплутонический пояс, подобный позднемезозойскому—кайнозойскому поясу восточного склона Сихотэ—Алиня. К востоку от него располагалась морская подводная равнина с неровным рельефом и отдельными участками островной суши. Начиная, по—видимому, с триаса, т.е. времени оформления Главного антиклинория, сначала в подводном, а потом и в надводном рельефе происходит заложение Даубихинского миогеосинклинального прогиба, прерывисто и пространственно неравномерно развивающегося с тех пор вплоть до кайнозоя. Конформными морфоструктуре Даубихинского прогиба будут поэтому только мезозойские и кайнозойские, но никак не более древние толщи.

По—видимому, у подавляющего большинства геоморфологически выраженных крупных депрессий (как, впрочем, и у крупных поднятий) формирование их отдельных участков происходило разновремененно. На юге советского Дальнего Востока нет ни одной крупной межгорной впадины и почти нет горных сооружений, которые были бы в целом одновозрастны в пределах всей их современной площади. Чаще всего центральные участки впадин и горных поднятий вместе с выполняющими их геологическими телами формировались в одно время, а окраины — в другое.

Во многих случаях для понимания генетической природы коровой зоны морфоструктур автором проводились исследования криптоконформного комплекса горных пород — комплекса пород "фундамента" впадин и горных сооружений. Так, например, чтобы выяснить морфоструктурную природу отдельных участков Амуро—Зейской впадины и сопряженных с ней Гонжинского и Мамынского поднятий, пришлось изучить вещественные и фациальные особенности слагающих эти морфоструктуры среднепалеозойских пород. При этом удалось установить преимущественно миогеосинклинальный тип осадконакопления в среднем палеозое для отдельных депрессионных участков Амуро—Зейской впадины и переходный от мио— к эвгеосинклинальному режиму тип осадконакопления в отмеченных поднятиях. Палеогеоморфологическая реконструкция для среднего палеозоя в рассматриваемом регионе позволила наметить следующую картину: к западу, югу и юго—западу от мамынского мелководья с архипелаговой денудационно—вулканической островной сушей и к юго—юго—западу от Гонжинской островной

суши простиралась подводная морская аккумулятивная равнина с устойчивым прогибанием и преимущественно терригенным и органогенным осадконакоплением тонкообломочных пород в течение силура, всего девона и нижнего карбона. Эта зона и впоследствии, вплоть до кайнозоя, испытывала тенденцию к большому прогибанию и относительно более низкому пооджению уральной поверхности аккумуляции и денудации, чем мы это видим на соседних территориях.

Автором (Юг Дальнего Востока, 1972 г.) было показано, что миогеосинклинальный режим развития земной коры с относительно малоамплитудным прогибанием не ведет, как правило, к последующей интенсивной орогенной инверсии геосинклинальной системы. Примером могут служить морфоструктурные образования ранних стадий развития наиболее глубоко погруженных участков плит. В то же время для эвгеосинклинальных систем с наибольшей амплитудой прогибания и сложным подводным рельефом глубоководных впадин и желобов и для антиклинальных поднятий островных дуг характерна последующая интенсивная и долговременная орогенная инверсия, сопровождаемая формированием мощных эпигеосинклинальных вулканогенно-плутонических и молассовых комплексов.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что при разработке теории развития рельефа Земли нельзя разрозненно рассматривать морфоструктурную эволюцию верхних частей коры (по крайней мере ее "гранитного" слоя) и внешней ее поверхности. А это, к сожалению, уже вошло чуть ли не в традицию: геоморфологам – форму, геологам – содержание. Одним из показателей такого положения является, в частности, совершенно недостаточная смысловая нагрузка геоморфологических карт горных областей, составляемых при государственной геологической съемке среднего масштаба. Эти карты, как правило, являются формальным приложением к геологическим картам и не раскрывают глубокой сущности развития рельефа. Между тем необходимо в первую очередь выявление теснейших генетических связей геоморфологической среды и ее внутреннего содержания с единых теоретических позиций геоморфолого-геотектонического (морфоструктурного) анализа. Здесь поэтому вполне уместно сказать, что "... предыстория горных сооружений во многом определила черты их современной морфоструктуры" (Герасимов, Мешеряков, 1967, стр.10).

ЛИТЕРАТУРА

- Бондарчук В.Г. Геоморфология геосинклиналей. – Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 1.
- Бондарчук В.Г. Тектоорогения. Изд-во Киевск. гос. ун-та, 1946.
- Бондарчук В.Г. Основные проблемы структурной геоморфологии. – Материалы Второго геоморф. совещ. М., 1959.
- Герасимов И.П. Структурный анализ рельефа и его содержание. – В сб.: Методы геоморфологических исследований. Материалы Всес. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока, т. I. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Герасимов И.П., Мешеряков Ю.А. Планетарные черты рельефа и геоморфологический этап в развитии Земли. – В кн.: Рельеф Земли (морфоструктура и морфоскульптура). М., "Наука", 1967.
- История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Юг Дальнего Востока. М., "Наука", 1972.
- Мешеряков Ю.А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Мешеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.
- Мишин В.П. Формационно-тектоническое районирование Южного Приморья и смежных территорий Китая и Кореи для позднего палеозоя. – В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Николаев Н.И. Изучение неотектоники и морфоструктурный анализ. – В сб.: Проблемы изучения четвертичного периода. Хабаровск, 1968.
- Салун С.А. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М., "Недра", 1969.
- Сухов В.И. Геологическая позиция, строение и металлогения позднемеловых и кайнозойских экструзивно-эффузивных комплексов Нижнего Приамурья. – Сов. геология, 1967, № 4.

- Флоренсов Н.А. О некоторых общих понятиях в геоморфологии. – Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Флоренсов Н.А. Что такое структурная геоморфология? – Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.
- Худяков Г.И. Морфотектоника южной части советского Дальнего Востока. Тезисы Докладов выездной сессии на Дальнем Востоке СССР. М., 1965.
- Худяков Г.И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. – В сб.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Худяков Г.И. О термине "морфоструктура" и морфоструктурном анализе. – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса (Материалы научной сессии, посвященной 10-летию Дальневосточного геологического института). Владивосток, 1970.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца – проблемы соотношения. Автореф. докт. дисс. Петропавловск-Камчатский, 1969.

В. В. Вдовин, Ю. В. Куропаткин, А. Ф. Щигрев

АНТРОПОГЕНОВЫЕ ДИЗЪЮНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В КУЗБАССЕ

Колебательными тектоническими движениями блокового характера многие геологи объясняют различные перестройки рельефа и речной сети Кузбасса в течение антропогенного периода. Дизъюнктивные нарушения антропогенного возраста в Кузбассе отмечены лишь в одной работе: А.И. Лаврентьев (1969) описал молодой грабен в долине Томи ниже с. Ильинского, нарушающий нормальное строение левобережной ступени цокольной террасы, возраст которой Ю.Б. Файнер (1969) считает среднеплейстоценовым.

При изучении разрезов антропогена в Бачатском, Колмогоровском, Краснобродском и Муссхрановском карьерах (рис. 1, А) нами наблюдались дизъюнктивные нарушения, секущие породы эоплейстоцена и перекрывающую их позднелейстоценовую погребенную почву.

Так, на западной стенке 9-го участка Бачатского угольного карьера в красных и бурых глинах эоплейстоцена имеется система сбросов небольшой амплитуды, выраженных в виде трещин с зеркалами скольжения (рис. 1, Б). По царапинам на зеркалах скольжения установлено, что все эти нарушения являются сбросами. Наибольшее смещение произошло по плоскости с азимутом падения $164 < 26^{\circ}$. Его амплитуда устанавливается по линзе битуминозных глин, возникшей в результате возгонки битумов при подземном пожаре каменноугольного пласта. Битуминозная линза разорвана дизъюнктивом, и часть ее опущена вместе с вмещающими породами на глубину свыше 2,5 м. При этом хорошо видны: изгиб края битуминозной линзы под воздействием опустившегося блока, размазывание черной битуминозной глины по зеркалу скольжения в плоскость смещения, втертые в битуминозную линзу – красные глины, четкие царапины от включенных в глины кусочков палеозойских пород.

№ дизъюнктива	азимут и угол падения	№ дизъюнктива	азимут и угол падения
I	$0^{\circ} \angle 63^{\circ}$	VIII	$85^{\circ} \angle 55^{\circ}$
II	$90^{\circ} \angle 61^{\circ}$	IX	$215^{\circ} \angle 85^{\circ}$
III	$260^{\circ} \angle 76^{\circ}$	X	$345^{\circ} \angle 80^{\circ}$
IV	$88^{\circ} \angle 48^{\circ}$	XI	$29^{\circ} \angle 55^{\circ}$
V	$355^{\circ} \angle 78^{\circ}$	XII	$185^{\circ} \angle 30^{\circ}$
VI	$55^{\circ} \angle 60^{\circ}$	XIII	$194^{\circ} \angle 40^{\circ}$
VII	$88^{\circ} \angle 82^{\circ}$		

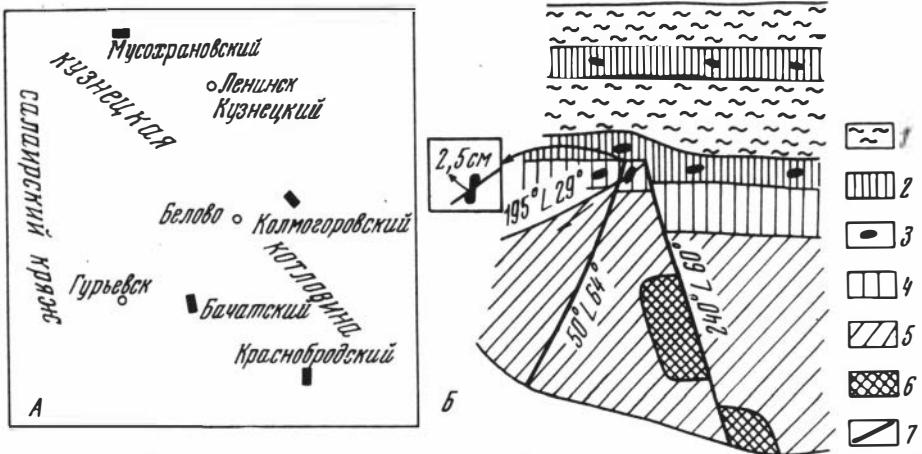


Рис. 1. А. - Расположение карьеров; Б. - Дизъюнктивные нарушения на девятом участке Бачатского карьера:

1 - иловатые суглинки, 2 - погребенные почвы, 3 - норы землероев, 4 - краснобурые глины, 5 - мясо-красные глины, 6 - черные битуминозные глины, 7 - дизъюнктивные нарушения.

Другие рядом расположенные дизъюнктивы имеют такие азимуты и углы падения зеркал скольжения: $240 < 60^\circ$, $50^\circ < 64^\circ$ и $195 < 29^\circ$. Вследствие того что они секут однородные глины, без ясно выраженных маркирующих горизонтов, амплитуды смещения по ним определить не удалось. Лишь в верхней части глин один из дизъюнктивов сечет заполненную гумусированной глиной нору землероя, величина смещения определена в 2,5 см.

Бурые глины сверху перекрыты погребенной почвой. В почве и в верхней части бурых глин имеются норы землероев. Костные остатки мелких млекопитающих из этой почвы, изучавшиеся териологом Л.И. Галкиной, указывают на средне-позднеплейстоценовый их возраст. В перекрывающих эту почву суглинках содержатся остатки крупных млекопитающих, по определению Э.В. Алексеевой (1970) позднепалеолитического комплекса.

В погребенной почве амплитуда смещения по наиболее значительному дизъюнктиву достигает 0,8 м. Такая разница в амплитудах смещения по битуминозной линзе внизу и по погребенной почве сверху указывает на то, что опускание по этому дизъюнктиву происходило по крайней мере в два этапа. Первоначально под воздействием нагрева от подземного пожара в глинах возникла трещина. По ней произошла возгонка битумов из горящих углей. Затем, после пожара, при охлаждении и сжатии пород, а возможно, под влиянием проявлявшихся здесь землетрясений, один блок опустился по этой трещине с разрывом битуминозной линзы на 1,70–1,75 м. Это смещение проявилось на земной поверхности в виде уступа. Несомненно, уступ не мог долго сохраняться. После его выравнивания, в среднем плейстоцене сформировался почвенный покров. В почве и подстилающих ее бурых глинах в средне- и позднеплейстоценовое время землерои рыли свои норы. В это время произошло новое опускание с амплитудой около 0,75–0,80 м. С этим этапом опускания связано и образование микросброса в 2,5 см, расщекшего одну из нор землероев. Таким образом, устанавливается поэтапное смещение по наиболее крупному разлому. Остальные два разлома в почвенном слое не выражены. Они, вероятно, отвечают первому этапу дизъюнктивных перемещений.

Из приведенного описания 9-го участка Бачатского карьера может создаться впечатление о прямой связи дизъюнктивных нарушений с очагом подземного пожара. Но против этого свидетельствует существование дизъюнктивных нарушений с азимутами падения 240° в толще валунчатых мясо-красных глин, вскрытых в центре пос. Бачатского. Там влияние пожара исключено, так как подстилающие палеозойские породы представлены известняками.

Неизвестны угольные пласты и в Мусохрановском песчано-глиняном карьере, где наблюдается большое количество мелких дизъюнктивных нарушений в толще неогеновых или эоценовых глин, перекрывающих неозэлювий из фиолетовых и белых глин и каолинизированных песков (рис. 2). Там амплитуды перемещений, достигающие 2 м, хорошо фиксируются по двум маркирующим горизонтам — прослою железненного суглинка и слою глины с карбонатными конкрециями. Общий характер разбитой дизъюнктивными северной стенки карьера создает впечатление первоначального легкого сжатия глин с юго-запада, со стороны Салаирского кряжа, вызвавшего плавное незначительное изгибание обоих маркирующих слоев, и последовавшего за ним растяжения, обусловившего возникновение системы трещин, по которым произошло опускание мелких блоков с образованием зеркал скольжения. Процесс консервации покровными суглинками разбитой на блоки поверхности был настолько быстрым, что все неровности хорошо сохранились. К сожалению, покровные суглинки оказались фаунистически немymi. Их возраст, определяющий время формирования системы мелких сбросов, мы условно принимаем как средне-позднеплейстоценовый.

В Колмогоровском угольном карьере мелкие разрывные дислокации с зеркалами скольжения секут такие же мясо-красные и желтовато-бурые глины с мелкими включениями битуминозных возгонов, возникших при подземных угольных пожарах. Амплитуды смещений здесь незначительны, по несколько сантиметров, но зеркала скольжения четкие.

Внутрислоевые дизъюнктивные нарушения в красновато-бурых глинах с амплитудой 0,2 м наблюдались нами также в западной стенке Краснобродского угольного карьера (вблизи пасеки) вне очагов подземных пожаров.

По-видимому, возникновение рассмотренных выше дизъюнктивных нарушений связывать с подземными угольными пожарами нет оснований. Наиболее вероятно их образование в процессе землетрясений. Наблюдавшиеся нами нарушения находятся в присалаирской части Кузнецкой котловины, вблизи глубинного Кузнецко-Салаирского разлома, выраженного в современном рельефе в виде уступа Тыргана. Зона разлома вплоть до настоящего времени (землетрясение в августе 1971 г.) характеризуется повышенной сейсмичностью. Здесь только за последнее столетие отмечены три землетрясения силой до 7 баллов с эпицентром у Новокузнецка (Жалковский, Моисеенко, 1966; Романенко, 1971). Поэтому мы рассматриваем описанные дизъюнктивные нарушения как свидетелей палеосейсмических процессов антропогенного периода. Малые амплитуды смещений в Колмогоровском карьере объясняются значительным удалением его от сейсмоактивной зоны.

Вполне вероятно, что многие дизъюнктивные нарушения, наблюдаемые в палеозойских породах Кузбасса, также являются антропогенными (Лаврентьев, 1969). Но ограниченное распространение эоценовых и нижнеэоценовых пород, фиксирующих их возраст, затрудняет определение времени формирования нарушений. А регионально развитые более молодые покровные лёссовидные суглинки, как правило, нарушениями не затрагиваются или в процессе литогенеза быстро утрачивают их следы.

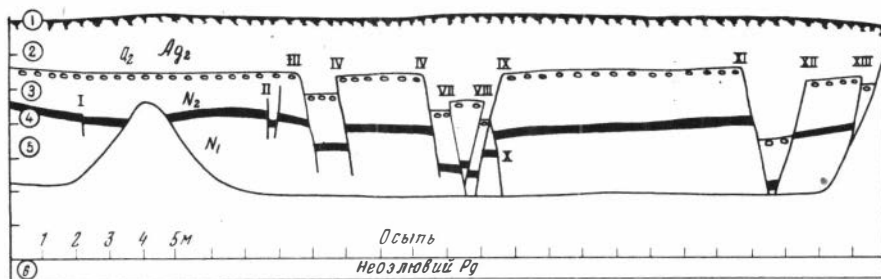


Рис. 2. Дизъюнктивные нарушения в северной части Мусохрановского карьера: 1 — почва, 2 — лёссовидный суглинок, 3 — карбонатные краснобурые суглинки, с горизонтом крупных конкреций, 4 — железненный горизонт суглинков, 5 — слоистые зеленовато- и буровато-серые суглинки, 6 — пестроцветные глины (неозэлювий).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Э.В. Плейстоценовая териофауна Кузбасса. – Изв. Алт. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 14, сб. "Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса", ч. 2. Новосибирск, 1970.
- Жалковский Н.Д., Моисеенко Ф.С. Землетрясения в Западной Сибири. – Природа, 1966, № 3.
- Лаврентьев А.И. Молодой грабен в долине Томи. – Геология и геофизика, 1969, № 12.
- Романенко М.Ф. О сейсмотектонике Алтае-Саянской горной области. – В сб.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971.
- Файнер Ю.Б. Кузнецкая котловина. – В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М., "Наука", 1969.

Н. С. Глазырина, В. Я. Топорков

О ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТЕНИКЕ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО И СРЕДНЕГО УРАЛА

В изучении новейшей тектоники описываемого региона в течение последних 15–20 лет достигнуты значительные успехи (Боч, Краснов, 1951; Борисевич, 1967; Трифонов, 1961, 1969; Сигов, 1967; Шульц, 1969, и др.); при этом в большинстве имеющихся работ содержатся сведения и о характере тектонических движений четвертичного возраста. Тем не менее в целом четвертичная тектоника рассматриваемой территории остается слабо изученной. Авторы статьи, используя материалы своих многолетних исследований, стремятся восполнить этот пробел.

Региональные тектонические движения. Начиная с В.А. Варсанюфьевой (1932) исследователи в большинстве случаев признают общий сводовый характер новейших поднятий Уральского хребта и возрастание амплитуд поднятий в направлении к водораздельной части, но отрицают существование дифференцированных региональных тектонических движений. Из них, например, В.П. Трифонов (1969) указывает на сводово-блоковый, местами слабо дифференцированный характер новейших поднятий Урала, а И.С. Степанов (1963) выделяет даже молодые сдвиги.

Для выяснения особенностей проявления четвертичной тектоники была составлена карта мощностей четвертичных отложений этой обширной территории, фрагмент которой представлен на рисунке. Карта демонстрирует, что в Уральской тектонической области в антропогене преобладала денудация; средняя мощность четвертичных отложений не превышает здесь 1–2 м. В Восточной Предуральской области (а также в Западной) мощность четвертичных отложений на междуречьях тоже невелика и составляет 3–5 м. Наибольшие мощности (30–40 м, иногда 150–200) приурочены к границам тектонических областей, к подножиям тектонических уступов.

Существование молодых тектонических движений регионального характера подтверждается большим количеством геоморфологических данных.

В пределах Уральской тектонической области широтные речные долины имеют каньонообразный облик, врезанные меандры, сильно размытые цокольные террасы. В руслах рек часты перекааты и другие элементы, свидетельствующие о нарушении профиля равновесия. У подножия гор развиты крупноглыбовые шлейфы.

Иную картину мы видим в предгорьях. В Западной и Восточной Предуральских тектонических областях речные долины имеют ящикообразный поперечный профиль, четко выраженный низкий аккумулятивный комплекс террас. Русла рек сильно меандрируют, уклоны русел резко уменьшаются. На восточном склоне Урала высокоцокольная IV надпойменная терраса (высота цоколя 25–30 м), сложенная аллювием тобольского возраста, при выходе за пределы Уральской области становится сначала низкоцокольной (высота цоколя 4–5 м),



Рис. 1. Карта мощностей четвертичных отложений восточного склона Среднего Урала.

1 - Линии одинаковых мощностей; 2-4 - Контуры участков с мощностью четвертичных отложений: 2 - до 5 м; 3 - от 5 до 10 м; 4 - больше 10 м; 5 - границы тектонических областей. I - Уральская тектоническая область; II - Восточно-Предуральская тектоническая область.

и к востоку от 65° в.д. аллювий ее погребен под более молодыми верхнеплейстоценовыми осадками.

Уступы, разделяющие тектонические области, отличаются прямолинейностью и прослеживаются на сотни километров. На Северном Урале к северу и югу от г. Ивделя четко прослеживается уступ высотой 130-150 м между Ураль-

ской и Восточной Предуральской тектоническими областями. Мощность плиоцен-четвертичных отложений у подножия уступа достигает 100–200 м. Южнее, в пределах Среднего Урала, этот уступ хорошо вырисовывается в рельефе в окрестностях г. Серова (Серовский сброс), вблизи городов Алапаевска и Каменск-Уральского. На западном склоне Урала отчетливо выражен уступ между тимидами и Западной Предуральской тектонической областью. В зоне уступов отмечается резкая неравномерность продольных профилей логов и речек, antecedentный характер долин (р. Исеть у г. Каменск-Уральского, р. Пышма у г. Сухой Лог и т.д.). Гидрогеологические исследования подтверждают тектонический характер уступов, активизацию древних разрывных нарушений; эти зоны характеризуются водообильностью, слабой термальностью, а в некоторых местах повышенной радиоактивностью (источники в окрестностях г. Нырба).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая территория в четвертичный тектонический этап развивается дифференцированно. Заложенные еще в палеозое Уральская, Западная и Восточная Предуральские тектонические области продолжают обособленно развиваться и в течение четвертичного периода. Амплитуды тектонических подвижек в различных областях были различны. В пределах Среднего Урала поднятия составили 70–80 м на западном склоне и 50–60 м на восточном; на Северном Урале они были более значительны.

Наряду с крупными тектоническими структурами, имеющими меридиональное направление, в четвертичный период активизируются характерные для Урала структуры широтного и субширотного простираний (Трифонов, 1969), с чем, вероятно, в значительной мере связана перестройка речной сети на восточном склоне Урала.

Локальные тектонические движения. Помимо тектонических движений регионального характера в четвертичный период происходили и локальные подвижки. Большое количество их фиксируется в Западной и Восточной Предуральских тектонических областях, где они связаны с локальными тектоническими структурами, выделенными В.П. Трифоновым (1961, 1969), В.А. Сиговым (1967) и другими авторами на карте новейшей тектоники Урала. Локальные подвижки наследуют в большинстве случаев древние палеозойские и допалеозойские структуры.

Молодые локальные структуры выявлялись путем анализа особенностей продольных и поперечных профилей речных долин, характера бровок и цоколей террас, распределения мощностей и фаций четвертичных отложений. С локальными опусканиями, по-видимому, следует связывать формирование торфяников I надпойменной террасы: кровля аллювиальных отложений террасы зачастую находится на уровне уреза реки, выше залегают сплошные торфы (участки рек Колвы и Вишеры в пределах Колво-Вишерской депрессии, меридиональные отрезки р. Сосьвы у подножия уступа и др.).

В пределах Уральской тектонической области выявить локальные структуры чрезвычайно трудно, поскольку речные террасы размывы и сохранились фрагментарно. Максимальные мощности осадков антропогена (20–50 м) в этой области приурочены к межгорным понижениям и эрозионно-структурным депрессиям. Но даже в пределах одной депрессии и в одинаковых геологических условиях мощности сильно варьируют, что, вероятно, свидетельствует о существовании участков относительных поднятий и опусканий на фоне общего поднятия Урала. Так, на восточном склоне Урала, в южной части Туринско-Богословской депрессии наблюдаются многочисленные локальные поднятия, главные из которых – Маломальское и Кушвинское. Здесь же выделяются Туринская и Баранчинская впадины. В северной части депрессии отчетливо вырисовываются Богословская и Волчанская впадины, разделенные небольшим поднятием. Унаследованная с мезозоя впадина развивается в северной части Актайско-Талицкой депрессии к северу от г. Нижний Тагил. На широтных отрезках рек Лозьвы, Сосьвы, Турьи, Каквы, Лобы аккумулятивные участки позднеплейстоценовой (II надпойменной) террасы приурочены к эрозионно-

структурным депрессиям, а цокольные – к разделяющим депрессии увалам. Южнее, в пределах пенеплена такого частого чередования цокольных и аккумулятивных участков не наблюдается, что говорит о более сильной консолидированности этой части Урала и общих сводовых поднятиях территории.

На западном склоне Урала опускается центральная часть Колво-Вишерской депрессии, котловина Чусовского озера; испытывают поднятие Полюдовская антиклиналь, Кикусская структура, область Урало-Тиманского стыка, Режа Колва, пересекая эти растущие структуры, образует каньонообразную долину. Судя по расчетам Р.Б. Крапивнера, поднятие Фадинской структуры (расположенной к северо-западу от г. Ныроба) происходит со скоростью 1,0–2,5 мм/год.

Разрывные тектонические нарушения довольно редко наблюдаются в четвертичных отложениях. Вот некоторые их примеры. В восточном борту Богословского угольного карьера (западная окраина г. Карпинска) авторами выявлена серия молодых послераннелайстоценовых сбросов, суммарная амплитуда которых по подошве нижнелайстоценового аллювия не превышает 17–18 м. В Волчанском угольном карьере (к северу от г. Карпинска) следы разрывных тектонических нарушений голоценового возраста отмечены В.А. Лидером (1963). Интенсивные тектонические подвижки плейстоценового возраста, происходившие по древним разломам, установлены в пределах Замарайской и Катасьминской погребенных долин (к югу от г. Серова). Амплитуда смещений достигает 25–30 м.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Детальное изучение опорных разрезов, разработка схемы стратиграфии и выяснение условий четвертичного осадконакопления позволили установить, что тектонические движения в районе проявлялись неоднократно и носили явно выраженный ритмичный характер. Наиболее интенсивные поднятия территории происходили в начале раннего плейстоцена, в тобольское, казанцевское и голоценовое время. В начале среднего плейстоцена на восточном склоне Урала произошла значительная перестройка речной сети, что было обусловлено активизацией тектонических движений в тобольское время и неравномерностью их проявления в пределах различных тектонических зон.

Наличие современных тектонических движений выявлено с помощью инструментальных методов (Трифонов, 1961, 1969). Анализ материалов повторных нивелировок по линиям уральских железных дорог указывает на сводообразное поднятие центральных частей Урала (от 1–2 до 4 мм/год). Кроме того, отмечается повышенная сейсмическая активность Среднего Урала, где зарегистрированы землетрясения силой до 5–6 баллов.

Таким образом, исследованная территория за четвертичный период наряду с общим поднятием испытала неравномерные тектонические движения сводово-блокового характера, которые носили главным образом унаследованный характер. В пределах основных тектонических областей и зон выделяются участки локальных поднятий и опусканий. Немногочисленные выявленные разрывные нарушения приурочены к зонам древних региональных разломов.

ЛИТЕРАТУРА

- Борисевич Д.В. Неотектоника Урала. – В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Боч С.Г., Краснов И.И. О происхождении ярусности рельефа Урала. – Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Варсонофьева В.А. Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. – Изв. ГГО, 1932, т. XIV, вып. 2.
- Лидер В.В. Основные задачи по изучению четвертичных отложений Урала. – В сб.: Антропоген Урала. Свердловск, 1963.

- Сигов В.А. Карта новейшей тектоники Урала. — В сб.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
- Степанов И.С. К вопросу о характере новейших тектонических движений на западном склоне Среднего Урала. — Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 5.
- Трифонов В.П. Основные особенности неотектоники Урала. Материалы Всес. совещ. по изуч. четверт. периода, т. 3. М., 1961.
- Трифонов В.П. Новейшая тектоника Урала. — В кн.: Геология СССР, т. XII, 1, кн. 2. М., "Недра", 1969.
- Шульц С.С. О новейшей тектонике Урала. — Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, сб. 2. Уфа, 1969.

Л. К. Зятькова

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ФОРМИРОВАНИИ СОВРЕМЕННЫХ МОРФОСТРУКТУР ТУВЫ

Как известно, глубинные разломы очень часто определяют формирование современных морфоструктур.

К глубинным разломам мы относим зоны подвижного сопряжения, обособившие тектонические блоки с различной историей развития. Перемещения по этим швам приводили к резким относительным поднятиям или опусканиям смежных блоков.

Как крупные структуры глубокого заложения, эти разломы в Туве проявляются на поверхности в виде прямолинейных или дугообразных линий, протягивающихся на десятки и сотни километров. Наиболее активные новейшие тектонические движения приурочены к широтной системе разломов. Это обстоятельство не раз подчеркивалось различными исследователями: С.В. Обручевым (1950), В.А. Кузнецовым (1948), В.П. Нехорошевым (1959), Н.С. Зайцевым (1958 г.), В.А. Кузнецов (1948) писал, что в кайнозойское время в Алтае-Саянской области наблюдается частичная перестройка древних структур новейшими тектоническими движениями, причем новейшие поднятия и соответствующие разломы ориентируются, как правило, в околоширотных направлениях.

С.В. Обручев (1950) указывал, что широтные разломы, характерные для Восточного Саяна, прослеживаются значительно дальше к западу, обуславливая широтное направление горстов.

В.П. Нехорошев (1959) отмечал также на Алтае господство в четвертичное время перемещений по разломам широтного направления.

В формировании современных морфоструктур Тувинского региона большую роль сыграли новейшие движения по зонам глубинных разломов, в настоящее время четко выраженным в рельефе. Таковы зоны глубинных разломов: Саяно-Тувинская (С-Т), Восточно-Саянская, или Сисимо-Казырская (С-К), Каахемская (К), Северо-Таннуольская (Т), Шапшальская (Ш), Агардагская (А), Убсунуро-Бийхемская (У-Б), Южно-Таннуольская, или Убсунуро-Таннуольская (У-Т) (рис. 1).

Саяно-Тувинская зона включает самую сложную систему глубинных разломов протяженностью свыше 200 км от верховьев р. Хемчик до Восточно-Саянских отрогов. Сюда входят разломы различной активности: Алашский, Хемчикский, Куртушибинский, Бурский, Уюкский. Саяно-Тувинская зона глубинного разлома имеет северо-восточное простирание и разграничивает морфоструктуры южной зоны Западного Саяна от морфоструктур Центральной Тувы. В северо-восточном направлении эта зона приобретает все более сложное строение с выделением серии кулисообразно расположенных разломов. Эта зона фиксируется уже в кембрии (Зайцев, 1958 г.; Кузнецов 1950 г.). В ордовике она начинает разграничивать собственно Тувинскую и Западно-Саянскую складчатые зоны, в девоне разграничивает Усинскую впадину от Тувинского прогиба. В более позднее время (в конце палеозоя и мезозое) о жизни этой зоны почти ничего не известно, так как породы соответствующего возраста здесь от-

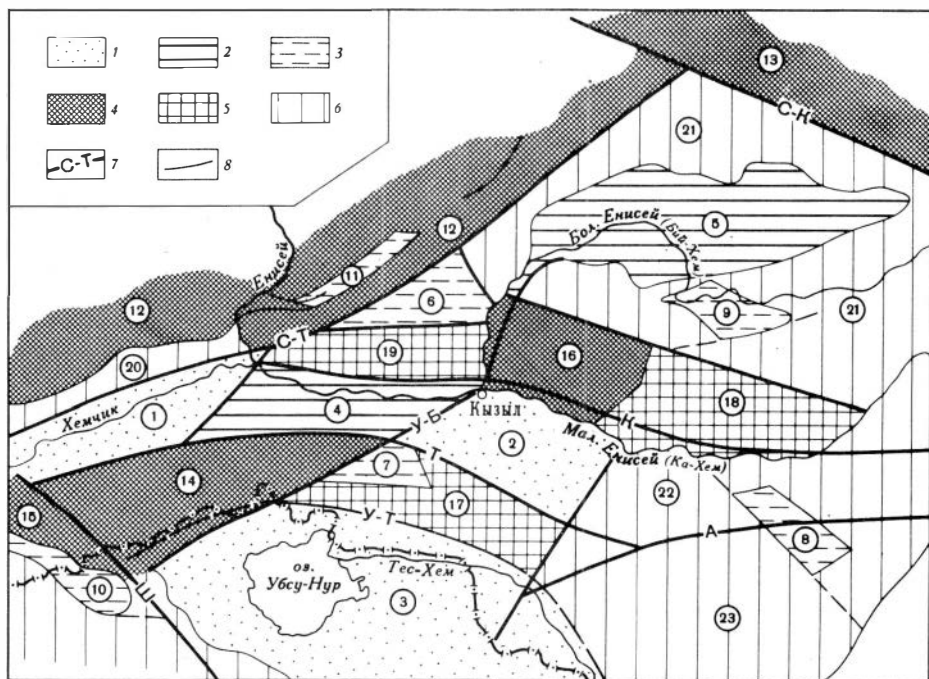


Рис. 1. Схема расположения глубинных разломов, сформировавших основные морфоструктуры Тувы (составила Л.К. Зятькова).

Отрицательные морфоструктуры: 1 – межгорные впадины, приуроченные к синклиналиям и мульдам (1 – Хемчикская, 2 – Кызыльская, 3 – Убсунурская); 2 – межгорные впадины, образованные на месте опущенных тектонических блоков, в пределах антиклинальных структур (4 – Улугхемская, 5 – Тоджинская); 3 – межгорные приразломные впадины, образованные в пределах опущенных блоков (6 – Турано-Уюкская, 7 – Элегестовская, 8 – Терехольская, 9 – Серлиг-Хемская, 10 – Каргинская, 11 – Усинская).

Положительные морфоструктуры: “Возрожденные” блоковые горы: 4 – высокогорные и среднегорные интенсивно расчлененные массивы, образованные на месте интенсивно поднимающихся тектонических блоков (12 – Западно-Саянский, 13 – Восточно-Саянский, 14 – Западно-Таннуольский, 15 – Шапшальский, 16 – Обручевский); 5 – глыбовые, высокогорные, менее расчлененные массивы с выровненными вершинными поверхностями с внутренними депрессиями, (17 – Восточно-Таннуольский, 18 – Бельбей-Дерзигский, 19 – Уюкский); 6 – высокогорные плато и нагорья, образованные приподнятыми тектоническими блоками (20 – Алашское, 21 – Восточно-Тувинское, 22 – Каахемское, 23 – Сангиленское); 7 – основные глубинные разломы, ограничивающие морфоструктуры: С-Т – Саяно-Тувинский, С-К – Сисимо-Казырский (Восточно-Саянский), К – Каахемский, Т – Северо-Таннуольский, Ш – Шапшальский, А – Агардагский, У-Т – Убсунур-Таннуольский; 8 – прочие разломы.

существуют, но приуроченность многих ртутных рудопроявлений к разломам Саяно-Тувинской зоны указывает на ее мобильность и в это время. В кайнозой дифференцированные тектонические движения и излияния четвертичных базальтов по этой зоне снова возобновились, что привело к резкому обособлению отрицательных морфоструктур Тувинских межгорных впадин от прилегающих “возрожденных” блоковых гор Западного Саяна.

Хемчикский и Куртушибинский региональные разломы, являющиеся составной частью Саяно-Тувинской зоны глубинного разлома, прослеживаются в восток-северо-восточном направлении от верховьев р. Хемчик в Западной Туве

вдоль всего Куртушибинского хребта. В определенные этапы формирования Саяно-Тувинского региона по этому разлому происходили разнонаправленные вертикальные перемещения саянских и тувинских блоков. Наблюдения над современным рельефом в области сопряжения Западного Саяна и Тувы указывают на наличие тектонических движений по Хемчинскому и Куртушибинскому разломам: здесь имеются резкие уступы, обрывы, висячие речные долины (Зятькова, 1969). Менее активны Бурский и Уюкский разломы, ограничивающие Турано-Уюкскую впадину; об этом свидетельствует неясность геоморфологических границ выровненной заболоченной впадины, образованной в пределах опущенного приразломного блока (6).

Восточно-Саянская, или Сисимо-Казырская, зона расположена в северо-восточной части исследуемого региона. По этой зоне резко разграничивается высокогорный рельеф Восточно-Саянского интенсивного поднятия (13) и Восточно-Тувинского нагорья (21), постепенно переходящего в Тоджинскую впадину (5), представляющую опущенный тектонический блок в пределах антиклинальных структур.

Каахемская зона прослеживается в восточной части Тувы на протяжении 250 км. Эта зона шириной 15-20 км четко выражена в рельефе, к ней приурочена долина р. Каа-Хем (Пинус и др., 1955, 1958). Каахемская зона глубинного разлома представляет собой своеобразную зону смятия с широким развитием сложной сети относительно крупных и мелких разрывных нарушений. Наличие здесь третичных и четвертичных базальтов свидетельствует о весьма активном проявлении новейших движений.

Благодаря этим движениям, проявившимся по сложной системе разрывных нарушений, оформилась резкая дифференциация и блоковое строение современного рельефа с образованием каахемских высокогорных плато и нагорий, поднятых по системе тектонических блоков (22).

Так, в пределах наиболее приподнятых блоков Каахемской зоны глубинных разломов наблюдается альпийский резко расчлененный рельеф с реликтами древней поверхности, на абсолютных отметках от 1900 до 2650 м.

В менее приподнятых блоках Каахемской зоны развит среднегорный резко расчлененный рельеф с реликтами древней денудационной поверхности, на абсолютных высотах от 1300 до 1900 м, при относительных превышениях до 600 м. Водоразделы узкие, с отдельными остроконечными вершинами. Долины имеют V-образный поперечный профиль.

В блоках, испытавших незначительные поднятия или относительные опускания, в пределах Каахемской зоны в основном развит низкогорный рельеф с слегка всхолмленным рельефом делювиально-пролювиальных шлейфов.

Северо-Таннуольская зона протягивается в широтном направлении, отделяя Хемчикскую (1) и Улугхемскую (4) межгорные, приуроченные к синклиналям и мульдам впадины от положительных морфоструктур Таннуольского хребта. Общая протяженность этой зоны превышает 100 км. Эта зона формировалась на протяжении всей истории геологического развития Тувы - от кембрия до четвертичного периода, причем происходило как подновление древних нарушений, так и заложение новых.

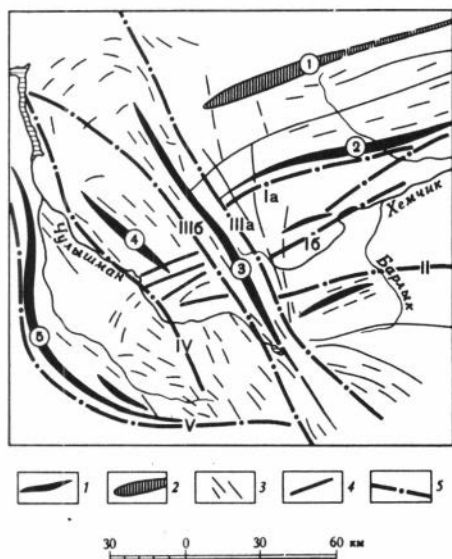
В пределах этой зоны выделяется ряд крупных региональных разломов субширотного и северо-западного простирания. Разломы северо-западного простирания как бы пересекают широтные, к ним в основном приурочены долины боковых притоков р. Хемчик - рек Чирганы, Шеми, Хандергей и Чадан. Все разломы Северо-Таннуольской зоны контролируют блоковое строение Западно-Таннуольского (14) комплекса положительных морфоструктур.

Особенно следует отметить Убсунуро-Бийхемскую зону глубинного разлома, которая разделяет Западно-Таннуольские блоки от Восточно-Таннуольских (17), представленных менее расчлененными глыбовыми высокогорными массивами с выровненными вершинами, с внутренними депрессиями (см. рис. 1).

Шапшальская зона расположена в области сопряжения Западно-Саянского, Шапшальского хребтов и впадин Тувинской депрессии. Эта зона состоит из ряда крупных разломов (рис. 2). В первую очередь выделяются Западно-

Рис. 2. Схема сопряжения Шапшальской торцовой структуры (Восточная часть Горного Алтая, Тувы, Западного Саяна) по А.М. Боровикову.

Оси линейных складок: 1 - антиклиналей; 2 - синклиналей (1 - Усинский синклиниорий, 2 - Кургушибинский антиклинорий, 3 - Шапшальский антиклинорий, 4 - Чулышманский горст-антиклинорий); 3 - направление общего простирания пород мелких линейных складок и расчленение; 4 - отдельные разрывные нарушения; 5 - оси крупных зон глубинных разломов и их элементов: I - Саяно-Тувинского глубинного разлома; Iа - Алашская, Iб - Тунгульская; II - Шуйская; III - Шапшальская; IIIа - Восточно-Шапшальская, IIIб - Западно-Шапшальская, IV - Чулышманская, V - Тельцеко-Курайская).



и Восточно-Шапшальская зоны глубинных разломов, которые являются как бы торцовым узловым стыком структур каледонской и салаирской складчатости восточной части Горного Алтая, Тувы и Западного Саяна.

В нижнем-среднем кембрии вдоль Шапшальского глубинного разлома происходили интенсивные излияния лав. Осевая зона глубинного разлома совпала с участками самых напряженных тектонических движений и максимального погружения.

В верхнем ордовике, в эпоху каледонской складчатости, Восточно-Шапшальский разлом являлся швом, отделявшим Горно-Алтайскую складчатую структуру северо-западного простирания от одновозрастных северо-восточных структур Западного Саяна.

В среднепалеозойское время вдоль Шапшальской зоны глубинного разлома проходил уступ между Тувинской межгорной впадиной и приподнятым массивом Горного Алтая. В этой зоне приурочены многочисленные интрузии девонского возраста.

В каменноугольный и юрский периоды вдоль зоны Западно-Шапшальского разлома развивались узкие несимметричные прогибы приразломного типа, выполненные грубообломочными и угленосными отложениями.

В конце третичного - начале четвертичного периода на границе Горного Алтая с Тувой, примерно по оси Шапшальской зоны глубинного разлома, возникло широкое глыбовое поднятие северо-западного простирания, поперечное оси Западного Саяна и Хемчикской впадины. Это Шапшальский (15) высокогорный сильно расчлененный массив, образованный на месте интенсивно поднимающихся тектонических блоков. Движение этих блоков проходило по древним палеозойским разломам. Наиболее активные движения были по Восточно-Шапшальскому разлому, к которому в настоящее время приурочены наивысшие абсолютные отметки рельефа.

В верхнечетвертичное время зона Шапшальского глубинного разлома вновь обнаруживает повышенную тектоническую активность по сравнению с соседними районами. Об этом свидетельствуют наличие молодых тектонических уступов и следы перестройки гидросети (Боровиков, 1963).

Непосредственно восточнее Шапшальской зоны, в пределах западной части Тувинской депрессии на сопряжении со структурами Западного Саяна и Западного Таннуола, расположена зона Саяно-Тувинского разлома, а южнее - зона Шуйского разлома; обе они пересекаются Барлыкским разломом (см. рис. 2).

На юго-востоке характер сопряжения этих разломов очень резкий, что четко выражено и в современном рельефе. Карасук-Чазадырский глубинный раз-

лом (входящий в состав Шуйской зоны), а также Тонгульский и Алашский глубинные разломы (юго-западная часть Саяно-Тувинской зоны) резко ограничивают современную Хемчикскую впадину от Западно-Саянского и Западно-Танну-Ольского комплексов гор. На западе эти разломы резко срезаются Восточно-Шапшальским глубинным разломом и далее на запад не прослеживаются. Напротив, иногда наблюдается взаимное - сквозное - пересечение разломов (особенно у тех, которые обнаруживают возобновление тектонической активности в девонское время), в результате чего в районе сопряжения Саяно-Тувинского глубинного разлома с Восточно-Шапшальской зоной возникли перекрестные "решетчатые" структуры (Боровиков, 1963).

Таким образом, в западной части Тувы на фоне палеозойских структур северо-восточного простирания наблюдаются признаки поперечных структур, что создало две взаимно поперечные системы наложенных одна на другую структур - "геотектонической решетки" (Кузнецов, 1966).

Агардагская зона глубинных разломов (она же: Самагалтайская - Кудрявцев, Мамин, 1960; Южно-Тувинская, Сангиленская - Кудрявцев, 1965; Агардаг-Эрзинская - Рогов, Уссар, 1967) является главной сложной зоной сочленения байкалитид и салаирид в Туве. Эта зона служит северной границей Сангиленского докембрийского массива (23). Общая протяженность ее с юго-запада на северо-восток достигает 300 км, ширина от 6 до 20 км. Из-за плохой выраженности в рельефе зона Агардагского разлома изучена очень неполно и неравномерно (Рогов, Уссар, 1967). Агардагский разлом является как бы составной частью так называемого Южно-Тувинского гипербазитового пояса (который представляет собой серию гипербазитовых массивов; Пирус и др., 1958). В современном рельефе Агардагская зона отделяет Сангиленское нагорье (23) от Каахемского (21). Активное проявление в кайнозое новейших тектонических движений по этому разлому привело к тому, что Сангиленское нагорье оказалось более приподнятым по отношению к Каахемскому нагорью, расположенному севернее.

В пределах Сангиленского нагорья четко выражен Аржанский разлом субмеридионального направления, ограничивающий с запада приразломную Терехольскую впадину (8). Разлом выражен в рельефе в виде резкого уступа высотой 200-300 м. К нему же приурочены выходы горячих источников.

Особую систему представляют разломы, развитые в Тоджинской впадине (5), в бассейне р. Бий-хем. Здесь Ю.В. Чудиновым (1962) были выделены разломы северо-западного, северо-восточного, субширотного и субмеридионального направлений. Кроме того, им было выявлено, что широтные разломы почти всегда пересекают разломы северо-западного и северо-восточного простирания.

Таким образом, активизация новейших и современных тектонических движений по древним разломам предопределила характер морфоструктур молодой блоковой тектоники Тувы. Кайнозойские глыбовые движения происходили в основном по крупным древним разрывным нарушениям субширотного и северо-западного простирания, что определило расположение морфологически однородных блоков.

Об активном проявлении в Туве новейших тектонических движений по разломам свидетельствует наличие кайнозойских базальтов, создавших своеобразные особенности в современном рельефе в бассейне рек Бий-хема и Каа-хема. Кроме того, значительно западнее, в бассейне рек Улуг-хема и Хемчика (Пирус и др., 1955, 1958) молодые базальты были обнаружены в виде многочисленных валунов и неокатанных глыб, залегающих на поверхности террас.

Н.С. Зайцевым и В.В. Сажинной были обнаружены коренные выходы базальтов в Уюкской впадине, приуроченные к зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома. Эти базальты находятся в левобережной части верхнего течения р. Уюк. Размеры отдельных потоков достигают 1,5-2 км в длину, при ширине 200-300 м. Базальтовые поля образуют плоские вершины и гребни узких столбообразных гряд сильно расчлененного рельефа, вытянутых в северо-западном направлении. Базальты расположены на одном и том же гипсометрическом

уровне, находятся примерно на 1100–1160 м абсолютной высоты, возвышаясь над современным урезом долины р. Уюк на 300 м, образуя покровы от 2–3 до 8–12 м мощностью и перекрывая отложения ордовика (Зайцев, Сажина, 1958).

Петрографические особенности, минералогический и химический состав базальтов свидетельствуют в пользу их молодости; излияния их носили, по всей вероятности, трещинный характер и произошли в кайнозойское время (Зайцев, Сажина, 1958). Важным аргументом в пользу того же вывода служит почти горизонтальное недислоцированное залегание покровов и свежий облик самих пород, а также перекрытые базальтами выровненные пенепленизированные поверхности, представляющие древние высоко поднятые цокольные террасы.

Обнаружение в Уюкской впадине базальтов дает возможность судить об активности Саяно-Тувинского разлома в последнее время: благодаря этому связываются воедино коренные выходы базальтов бассейна Бий-хема с улуг-хемскими и хечикскими базальтовыми глыбами и валунами, найденными на поверхности террас.

В 1951 г. И.М. Волоховым была обнаружена еще одна новая точка местонахождения пузыристой базальтовой лавы, расположенная на северо-западном склоне сопки Малая Бура, на правой стороне р. Улуг-хема против пос. Шагонар (Волохов, 1956). Кроме того, был обнаружен выход дайки базальтов, прорывающий юрские отложения в Чаданском районе Тувы. В перечисленных пунктах базальты не были обнаружены в коренных выходах, но о местном происхождении свалов свидетельствует неокатанность обломков и закономерная приуроченность их к строго ограниченному ареалу (что исключает предположение о транспортировке обломков базальтов за несколько сот километров из районов Восточной Тувы). Приведенные данные позволяют отодвинуть западную границу распространения базальтов в Западной Туве на 350 км.

Г.В. Пинусом и И.М. Волоховым (Пинус и др., 1955, 1958) была отмечена следующая интересная закономерность: все вновь найденные точки проявления юного вулканизма пространственно приурочены к одному из разломов широтного простиранья, связанному с основным широтным разломом длительного развития, отделяющим Тувинский срединный массив от каледонских складчатых структур Западного Саяна. Эти исследователи пришли к выводу, что древние широтные разломы явились путями, по которым происходило излияние базальтовых лав, сейчас уже частично уничтоженных эрозией и частично перекрытых современными аллювиально-пролювиальными отложениями. На западном продолжении упомянутых разломов наблюдаются выходы минеральных источников, известных по р. Алаш, левому притоку р. Хемчик и в районе г. Утук-хая. Эти факты позволили внести поправки в представления С.В. Обручева (1950) о замирании активности широтных разломов к западу от района верховьев рек Бий-хема, Каа-хема.

Таким образом, наличие в западной Туве проявлений юной вулканической деятельности в виде излияний базальтов на дне современных долин наряду с такими фактами, как заложение речных долин вдоль тектонических разломов, приуроченность к этим разломам выходов минеральных источников, свидетельствует об активном проявлении молодых тектонических движений по издавна существующим разломам, предопределившим расположение современных морфоструктур. Кроме того, четко установлено, что в процессе формирования современных морфоструктур Тувы существенное значение имеют две системы глубинных разломов – продольные и поперечные. Продольные (широтные разломы) как бы разделяют структурно-фациальные зоны с севера на юг: Западно-Саянские морфоструктуры отделяют от Центрально-Тувинских, Таннуольских от Убсунурских. Поперечные разломы носят характер осложняющих разломов, они четко разграничивают отдельные блоки в пределах одних и тех же структурно-фациальных зон. В результате такой сложной зависимости и были образованы современные морфоструктуры Тувы (см. рис. 1).

- Боровиков А.М. О торцовом сопряжении структур Западного Саяна, Западной Тувы и Горного Алтая. - В сб.: Тектоника Сибири, т. II. М., Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Золохов И.М. Гипербазитовые брекчии Центральной Тувы. - Труды ГГИ ЗСФАН, 1956, вып. 17.
- Зайцев Н.С., Сажина В.В. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува). - Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 1.
- Зятькова Л.К. Тува. - В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. Алтае-Саянская горная область. М., "Наука", 1969.
- Кудрявцев Г.А. Область сопряжения Западного Саяна и Тувы. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, № 6, 1949.
- Кудрявцев Г.А., Мамин Ю.А. Зоны глубинных разломов Тувы и их роль в локализации эндогенных рудных образований. - Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.
- Кузнецов В.А. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. - Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В.А. Тектоническая схема Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск, 1966.
- Нехорошев В.П. Четвертичная тектоника Алтая. Материалы ВСЕГЕИ, новая серия, "Геология и геоморфология", 1959, вып. 2.
- Обручев С.В. Молодые движения и изменения базальтов Саяно-Тувинского нагорья. - Землеведение. М., 1950.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. - Труды СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Рогов Н.В., Уссар Р.Т. О Восточном продолжении Агардаг-Эрзинского глубинного разлома (Тува). - Геология и геофизика, 1970, № 2.
- Чудинов Ю.В. Признаки наложенных возрастных движений на северо-восточном окончании Тувинского прогиба и в смежных областях. (Соотношение разломов различного направления в бассейне р. Большой Енисей). - Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 3.

А. В. Тырышкин

РОЛЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАРУШЕНИЙ В ФОРМИРОВАНИИ НОВЕЙШЕГО И СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА НА ПРИМЕРЕ НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

В данной статье рассматриваются вопросы, связанные с выявлением элементов новейших и современных тектонических структур, с определением их ориентировки и степени влияния на формирование рельефа в неоген-четвертичное время.

Работа включает анализ форм рельефа четырех районов, расположенных в пределах обширных тектонически разнородных областей: Анадыро-Корякской области кайнозойской складчатости, Охотско-Чукотского вулканогенного наложенного пояса и Анюйско-Чукотской области мезозойской складчатости. На примере изученных районов делаются попытки проследить простирающиеся элементов разломных структур и выявить роль этих структур в формировании новейшего и современного рельефа, проводится сопоставление ориентировок разломных дислокаций.

За основу методики исследования взят морфоструктурный анализ тектонических нарушений, выявляемых при детальном изучении рельефа.

По времени заложения разломные структуры разделяются на доновейшие, новейшие и современные. Принадлежность разноориентированных морфологических элементов к тем или иным структурам и их связь с дизъюнктивными и пликативными нарушениями определяются по характеру выраженности этих элементов в мезоформах рельефа.

В то время как экзогенные процессы являются определяющими при формировании рельефа, тектонические движения играют роль направляющих факторов. Так, например, силы, действующие в земной коре, образуют на поверхности Земли системы разрывных нарушений, плановый рисунок которых зависит от ориентировки сил, вызывающих эти напряжения. Формами рельефа, отображающими эти разрывные нарушения, могут быть спрямленные борта речных долин, выдержанные по простиранию, водораздельные седловины и уступы рельефа, линейно-вытянутые локальные возвышенности и впадины, прямолинейные долины временных водотоков, а также более мелкие элементы рельефа, отличающиеся прямолинейностью и значительной протяженностью.

Косвенным подтверждением наличия разломных структур могут служить речные перехваты, расположенные в районах перестройки тектонического плана, а также наледы, тяготеющие к ослабленным зонам. Как отмечает О.Н. Толстихин (1970), наибольшее количество наледей сосредоточено в областях проявления контрастных новейших движений и интенсивной блоковой тектоники и чаще бывает приурочено к окраинным частям сводовых поднятий, как наиболее подвижным в тектоническом отношении.

Рассмотрение морфологических элементов и ориентировки новейших и современных структур следует начать с Анадыро-Корякской орогенной области, в которой неотектонические движения отличаются наибольшей интенсивностью и контрастностью (Бискэ, 1967). Эта область, входящая в состав кайнозойской складчатой зоны, граничит на севере и западе с Охотско-Чукотским наложенным вулканогенным поясом, на юге - с Курило-Камчатской геосинклиналью, на востоке - с Берингоморской геосинклинальной котловиной (Яншин, 1965).

В позднемиоценовое-среднеэоценовое время в итоге ларамийской складчатости Анадыро-Корякская геосинклинальная область вступила в континентальный этап своего развития. В результате поздне- и послегеосинклинального орогенеза, сопровождавшегося интенсивными движениями по разломам, эта область превратилась в сложно расчлененную горную страну.

Начало новейшего этапа в Анадыро-Корякской горной области, последовавшего непосредственно за послегеосинклинальным горообразованием, относится к концу миоцена, но лишь в середине плиоцена вся область была вовлечена в новейший орогенез.

Структурно-тектонический план Анадыро-Корякской складчатой системы, оформленный эпигеосинклинальным горообразованием, в новейшее время претерпел заметную перестройку, выразившуюся в образовании наложенных молодых структур и развитии разломов, секущих складчатые системы фундамента в крест простирания (Баранова, Бискэ, 1970).

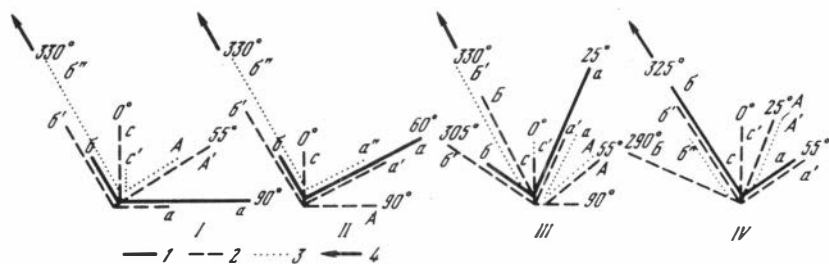


Рис. 1. Векторная диаграмма ориентировок разрывных нарушений.
 I - Центально-Корякский горный массив; II - Олюторский горный массив;
 III - Чукотское нагорье; IV - Анойское нагорье.
 Направления нарушений:
 1 - древних; 2 - новейших; 3 - современных; 4 - долгоживущих.
 Длина векторов разрывных нарушений показывает степень выраженности направлений в рельефе.

Анадыро-Корякская горная область, или Корякское нагорье, состоит из системы горных цепей и разделяющих их впадин, ориентированных преимущественно в северо-западном направлении. Однако имеются структуры субширотного и субмеридионального простирания, в местах сочленения которых нередко размещены горные узлы, представляющие собой высоко поднятые горные массивы и отличающиеся наибольшей расчлененностью рельефа и наибольшими его высотами (Егиазаров, 1965).

В пределах нагорья были рассмотрены два района, отличающихся некоторой самостоятельностью тектонического развития на этапе эпигеосинклиналиного орогенеза (рис. 1).

I район - Центрально-Корякский горный массив - характеризуется наибольшими высотами, интенсивной расчлененностью и контрастностью рельефа. Для определения направлений тектонических линий он представляет определенные трудности в связи с интенсивным развитием эрозии, затушевывающим проявления в рельефе тектонического фактора.

Морфоструктурный анализ позволил выделить в районе четыре системы разрывных структур, заложившиеся на различных этапах формирования рельефа (рис. 1-1):

1-BCB 80-90° (a)	3-CE 55° (A)
СЗ 330° (б)	СЗ 330° (б')
2-BCB 80-90° (a')	4-CE 55° (A')
0° (c)	СЗ 330° (б'')
	0° (c')

Наиболее древними из них следует считать разрывные нарушения субширотных (a) и северо-западных (б) направлений, оформившихся в доновейшее время и контролирующих крупнейшие морфоструктуры района. Направления этих нарушений отвечают простираниям основных складчатых структур геосинклиналиного комплекса. Указанные направления разрывных нарушений фиксируются древними впадинами, прямолинейными участками хорошо разработанных долин крупных рек и лучше всего выражены по периферии области наибольшего молодого поднятия. В центральных частях области поднятия, в результате переработки древнего структурного плана интенсивными новейшими движениями, только отдельные фрагменты тектонических структур позволяют выявить эти доновейшие направления.

Вторая группа разрывных структур (субмеридиональных и субширотных направлений - c, a') была предопределена, по-видимому, новейшим тектогенезом. Эти нарушения не только нашли отражение в мелких деталях рельефа, но и обусловили направление долин многих крупных рек - Ильвевеема, Укэлаята (верхнее течение), Хатырки, Опухи. При этом наследуется лишь одно направление древних разломов - субширотное (a-a'), в то время как субмеридиональные структуры (c) являются самостоятельными, секущими направления доновейших разломных нарушений.

На более поздних этапах новейшего орогенеза под некоторым углом к существовавшим направлениям заложилась система разрывных нарушений (A, б'), которые вместе с первыми определили новейший структурно-тектонический план района. В рельефе эти дислокации (A, б') фиксируются притоками главных рек второго и третьего порядков, прямолинейными водораздельными седловинами и протяженными уступами. К этим направлениям разрывов приурочены и речные перехваты в водораздельных зонах.

Четвертая группа разрывных нарушений играет активную роль в формировании рельефа в современную эпоху. Ныне более четкое выражение в рельефе (в виде долин временных водотоков, направлений притоков высших порядков, тектонических уступов и других более мелких форм) получают разрывные структуры северо-западной ориентировки, наследующие свои направления от новейших (б''-б'). Кроме того, активно живущими в современную эпоху следует признать также северо-восточные (A') и субмеридиональные (c') направления разрывных структур.

В результате произведенного анализа можно сделать вывод, что из древних направлений дизъюнктивных нарушений лишь одно северо-западное направление оказалось унаследованным с доновойшейго времени, причем оно продолжает свое активное развитие и в современную эпоху (б-б' -б"). Субширотное прости- рание разрывных структур наследовалось только в начале новейшего времени (а-а'), а при последующей перестройке тектонического плана оно утратило свое рельефообразующее значение. Вместе с тем на новейшем этапе развития Центрально-Корякского горного района появились два новых, самостоятельных, направления разрывных нарушений (с,А), которые оказались активно живущи- ми и на современном этапе развития рельефа.

II район - Олюторский горный массив. При морфоструктурном анализе в нем выделены также четыре системы разноориентированных раз- рывных нарушений (рис. 1- II):

1-СВ 60°	(а)	3-СЗ 330°	(б')
СЗ 330°	(б)	СВ 60°	(а')
2-СЗ 355°	(с)	4-СЗ 330°	(б")
ВСВ 80-90°	(А)	СВ 60°	(а")

Для этого района характерен древний тектонический план с северо-восточ- ным простираем основных разломов и связанных с ними главнейших склад- чатых сооружений геосинклинального комплекса. К этому направлению (а) при- урочены долины основных речных систем - Вывенки, Култушной, Алуки и др., главные антиклинории и синклинории. В крест простираения этим нарушениям располагаются древние структуры северо-западной ориентировки (б), которые вместе с первыми определили доновойший структурно-тектонический план рай- она. Однако северо-западные направления разрывных нарушений (б) выраже- ны в рельефе значительно слабее северо-восточных. Лишь в ряде случаев, где они выражены широкими межвпадинными перемычками и хорошо разработан- ными долинами рек, эти направления можно зафиксировать.

В результате новейшего орогенеза под углом 25° к древним направлениям (а,б) заложилась новая система нарушений (А,с), принимающая участие в фор- мировании новейших морфоструктур. Этим направлениям отвечают хорошо вы- раженные в современном рельефе долины верховьев крупных рек; ими же обу- словлена изрезанность береговой линии Берингова моря.

На второй стадии новейшего горообразования, наследуя простираения глав- ных доновойших разломов (а,б), заложилась новые направления разрывных нарушений (а', б'), которые и в современную эпоху не утратили своего релье- фообразующего значения.

Таким образом, из вышеизложенных фактов видно, что на начальных эта- пах новейшего орогенеза в Олюторском горном районе сформировался новый тектонический план (с, А), имеющий самостоятельное значение и активно влия- ющий на формирующийся рельеф. В голоценовое время под углом к новейшим направлениям заложилась разрывные структуры (а", б"), наследующие направ- ления доновойших и ранненовойших нарушений и определяющие современный структурно-тектонический план района.

III район - Чукотское нагорье расположено в пределах Охотско- Чукотского вулканогенного пояса, который занимает промежуточное положе- ние, накладываясь своей внешней зоной на мезозойды, а внутренней зоной - на кайнозойские образования Северо-Востока СССР. Вулканогенные структу- ры начали формироваться на заключительном этапе развития мезозойской Верхояно-Чукотской области, вслед за заложением Анадырско-Корякской гео- синклинали (Баранова, Бискэ, 1970).

Основными рельефообразующими фациями в этом районе являются вулкано- генные комплексы пород, в известной мере определяющие направления текто- нических нарушений. Однако это влияние в целом невелико и выражается в не- котором азимутальном разбросе векторов однонаправленных разрывных структур.

При морфоструктурном анализе в данном районе Охотско-Чукотского наложенного вулканогенного пояса удалось выделить четыре системы разрывных нарушений (рис. 1-III):

1-СВ 25° (а)	2-СВ 25° (б)
СЗ 305° (б)	СЗ 305° (б')
	0° (с)
3-СВ 55° (А)	4-СВ 25° (а'')
СЗ 330° (Б)	СЗ 330° (Б')
ВСВ 80-90° (Е)	СВ 55° (А')
	0° (с')

Направления разрывных нарушений (а,б), заложившихся, по-видимому, на древнем этапе развития района, определили структурно-тектонический план до новейшего времени. Эти направления отображены в наиболее крупных и хорошо разработанных формах рельефа (древних впадинах, хребтах) и согласуются с направлениями глубинных разломов.

На ранних этапах новейшего орогенеза разрывные нарушения (а', б') наследуются от доновейших дислокаций (а, б) и играют в формировании рельефа лишь пассивную роль. В это же время заложилось новое меридиональное направление (с), которое тоже не имело большого значения для развития рельефа.

На более поздней стадии новейшего орогенеза тектоническая перестройка района вызвала усложнение структурного плана, выразившееся в образовании системы новых разрывных нарушений (Б,А,Е), из которых направление Б имеет наибольшее значение.

Последующие преобразования создали сложный мозаично-блоковый структурно-тектонический план, предопределенный сеткой современных разрывных нарушений, наследующих направления частично доновейших (а''-а'-а), частично новейших (Б-Б'; с-с''; А-А'') дизъюнктивных структур.

IV район - Анюйское нагорье входит в состав Анюйско-Чукотской мезозойской складчатой области. Этот район испытывал новейшее горообразование со второй половины олигоцена по четвертичный период, причем оно проходило в два этапа, каждый из которых отличался интенсивностью и дифференцированностью тектонических движений (Баранова, Бискэ, 1970).

При морфоструктурном анализе рельефа удается выделить четыре системы разноориентированных разрывных нарушений, в разной степени отражающихся в современном рельефе (рис. 1-IV):

1-СЗ 325° (б)	2-СЗ 325° (б')
СВ 55° (а)	СВ 55° (а')
0° (с)	0° (с')
3-СЗ 290° (Б)	4-СЗ 325° (б'')
СВ 25° (А)	СВ 25° (А')

Наибольшее значение для формирования доновейшего рельефа имели нарушения с ориентировкой СЗ 325°(б). Этому направлению следуют наиболее разработанные долины рек Малого Анюя и Большого Анюя, простирающиеся Илirianского и Анюйского хребтов, глубинные разломы, установленные геофизическими методами.

В крест простирающихся структурам северо-западной ориентировки (б) в период доновейшего орогенеза заложилась нарушения СВ простирающихся (а), которые предопределили заложения долин, используемых в настоящее время крупными реками и их притоками первых порядков. В это же время были оформлены меридиональные направления разрывных нарушений (с), которые вместе с дислокациями (а) и (б) определили доновейший структурно-тектонический план района.

В новейшее время перечисленные разрывные нарушения (а,б,с) продолжали оказывать влияние на развитие рельефа, так как происходило наследование

древнего тектонического плана новейшим ($a'-a$; $b'-b$; $c'-c$). Вместе с тем на более поздней стадии новейшего орогенеза заложились нарушения новых направлений (А, Б), которые имели несомненно большее значение для развития новейшего рельефа, чем первые. Эти разрывные нарушения предопределили направления долин крупных рек и впадин озер Илирнейского, Тытыль и др. В долинах к разрывам этих направлений приурочены крупные наледи. Направления дизъюнктивных нарушений (А) обусловили также образование ряда замкнутых впадин в бассейне р. Тытыльвеем.

Дальнейшее тектоническое развитие вызвало заложение системы разрывных нарушений (A' , b''), которые на современном этапе проявляют наибольшую активность; эти нарушения развивают новейшие направления, наследуя их. Таким образом, оба направления разрывов, заложившихся на современном этапе, являются унаследованными от новейших структур ($b''-b'$; $A'-A$). Причем тектонические нарушения северо-западных направлений выразились в рельефе лучше, чем северо-восточных, и проявились в трассах притоков высших порядков, а также временных водотоков, формирующихся на водораздельных участках.

На основании изложенного материала наметим некоторые закономерности в развитии разрывных нарушений.

1. Наиболее устойчивым древним направлением разрывных нарушений следует считать северо-западное ($S3\ 325-330^{\circ}$), характерное для трех районов Анойского нагорья, области Центрально-Корякского горного массива и Олюторского горного района. Это направление дизъюнктивных структур в новейшее время становится основным в Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (III район) и в области Анадырско-Корякской складчатой страны (I и II районы), тогда как на доновейших этапах развития оно играло второстепенную роль. Вместе с тем в поздненовейшее время это направление частично утратило свое значение в Анойском нагорье (IV район).

2. Переориентировка направлений разрывных нарушений может свидетельствовать о периодах тектонической активизации. Так, в Центрально-Корякском горном массиве переориентировка происходила дважды - в начале новейшего орогенеза и на второй его стадии. При этом только одно из направлений ($S3\ 330^{\circ}$) является живущим с доновейшего времени, в то время как другие заложились позднее, на втором этапе новейшего горообразования.

Неоднократная перестройка структурного плана Центрально-Корякского горного массива способствовала активизации рельефообразующих процессов, а следовательно, и омоложению рельефа.

3. Олюторский горный район характеризовался двукратной переориентировкой дизъюнктивных дислокаций в новейшее время, однако оба переориентированных направления наследуются от доновейших, предопределяя, таким образом, пассивное развитие новейшего рельефа.

Из вышеизложенного можно сделать вывод об однонаправленности тектонических нарушений, а следовательно, и рельефообразующих процессов в новейшее время в Центрально-Корякском и Олюторском горных районах, хотя интенсивность процессов была различной. В этом заключается отличие I и II районов от регионов Анойско-Чукотской складчатой зоны и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (III и IV районы).

4. Однократная перестройка структурного плана в Анойско-Чукотской горной области и Охотско-Чукотском вулканогенном поясе может свидетельствовать об относительно невысокой тектонической активности этих областей на начальном этапе новейшего орогенеза и об активизации рельефообразующих процессов на второй его стадии.

5. Несколько обособленное место по развитию тектонических процессов в новейшее время, в силу своего промежуточного положения, занимает Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (III район), в котором по ориентировке разрывных нарушений можно выделить направления, свойственные как Анойско-Чукотской области мезозойской складчатости ($CB\ 25^{\circ}$), так и Анадырско-Корякской области кайнозойской складчатости ($S3\ 330^{\circ}$; $CB\ 55^{\circ}$).

Таким образом, можно констатировать, что во всех четырех изученных районах новейшие разрывные нарушения имеют четкое проявление; при этом одна часть их наследует более древние направления, а другая является самостоятельной, заложившейся в крест простираения доновейших структур. Именно последние нарушения оказывают наибольшее влияние на формирование новейшего и современного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- Баранова Ю.П., Бискэ С.Ф. О значении стратиграфических и геоморфологических исследований для составления неотектонических карт. - Геология и геофизика, 1970, № 3.
- Бискэ С.Ф. Неотектоника Крайнего Северо-Востока СССР. Материалы совещания по проблеме неотектоники. М., "Недра", 1967.
- Егиазаров Б.Х. и др. Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья. М., "Недра", 1965.
- Толстихин О.Н. Наледи Северо-Востока СССР. Автореф. докт. дисс. М., 1970.
- Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. - Геотектоника, 1965, № 5.

А. П. Кулаков

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ОКЕАНА И ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ТЕКТОНИКА ПОБЕРЕЖИЙ ОХОТСКОГО И ЯПОНСКОГО МОРЕЙ

Впадины окраинных морей Восточной Азии, так же как и впадины всего Тихого океана, существовали еще задолго до четвертичного времени, и очертания их в кайнозой были в целом близки к современным (Менард, 1966; Васильковский и др., 1966; Карташов, 1967; Сычев, 1968). Изменения границ морей в плейстоцене были связаны главным образом с гляциоэвстатическими колебаниями уровня океана и тектоническими движениями земной коры в пределах окраин и дна морских бассейнов. Имеющиеся материалы позволяют установить основные закономерности геолого-геоморфологического развития окраин Охотского и Японского морей в четвертичное время и с известной долей условности разделить рельефообразующие эффекты гляциоэвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений земной коры.

Коротко рассмотрим наиболее существенные черты геоморфологического строения прибрежной зоны континента. Проведенные автором в течение ряда лет исследования позволили сделать заключение об отсутствии высоких морских террас на побережье материка (Кулаков, 1966, 1968, 1970). Здесь развиты лишь современные аккумулятивные и абразионные формы и местами низкая морская терраса голоценового возраста (высотой от 1-3 до 6-8 м). Более высокие уровни, часто принимаемые за морские террасы, формировались в субэаральных условиях и представляют собой либо педименты и аккумулятивно-денудационные континентальные равнины, либо речные террасы, предгорные аллювиально-пролювиальные шлейфы и делювиальные покровы, либо покровы эффузивов и структурные ступени, т.е. являются псевдотеррасами. Существование высоких морских террас (описываемых некоторыми исследователями на материковом берегу Сахалинского залива Охотского моря; Лоргус, Лукьянова, 1965) представляется сомнительным, поскольку достаточно убедительных доказательств морского генезиса этих форм не имеется. Автор, вслед за Ю.Ф.Чемековым (1957, 1961), А.П.Жузе (1962) и другими исследователями, считает, что безусловно морскими здесь являются лишь лайда и голоценовая терраса высотой до 6-8 м, а все более высокие уровни имеют континентальное происхождение. Каких-либо морских террас и высоко поднятых над руслом реки эстуарных отложений не наблюдается и в устье р. Амура (Кулаков, 1968). Найденные геологами 2-го Гидрогеологического

управления в аллювиальных отложениях у г. Николаевска-на-Амуре раковины моллюсков принадлежат, по определению А.Л. Чепальги, пресноводным формам *Nodularia cf. douglassie* (gr. et Pidg) и *Unionidae* gen. indet. В приустьевой части долины р. Амура нет также и серии надпойменных террас, которые могли бы свидетельствовать о неоднократных подъемах уровня морских вод в четвертичное время (подобно террасам рек Темзы и Соммы; Цейнер, 1963). Надпойменные террасы в долине нижнего Амура имеют в целом локальное распространение и пространственно приурочены к блокам воздымания (Кулаков, 1968).

Морские четвертичные отложения на материковом побережье Японского моря вскрыты буровыми скважинами в устьях рек и на низких прибрежных равнинах (Ганешин, 1957; Берснев, 1963; Соловьев, 1963; Голота, Ма Ги Хо, 1964; Троицкая и др., 1971). Максимальная пройденная мощность их в Южном Приморье и Северо-Восточной Корее составляет 60–110 м. Отложения, слагающие верхнюю часть разреза, на основании анализа микро- и макрофауны, диатомовых водорослей, спор и пыльцы отнесены к голоцену и верхнечетвертичному времени. Мощность морского голоцена колеблется от первых метров до нескольких десятков метров, достигая максимальных значений во впадинах побережья и в переуглубленных речных долинах. Залегающие под голоценом более древние морские четвертичные отложения практически почти не изучены.

В Северо-Западном Приохотье в прибрежной зоне известны морские голоценовые осадки мощностью в несколько метров, которые подстилаются континентальными отложениями (Аксенов и др., 1964). По данным В.И. Чернявского, В.Б. Караулова, В.В. Вихлянцева и др., буровыми и геофизическими работами в устье р. Уды (в районе поселков Чумикан и Алгазия) установлено существование переуглубленной долины, днище которой располагается на 100–120 м (максимум) ниже современного русла р. Уды. Эти исследователи считают четвертичными образованиями вскрытые здесь скважинами грубообломочные аллювиальные отложения (галечники с валунами, суглинки и супеси с галькой и валунами), не исключая, однако, возможности более древнего (неогенового) возраста нижних горизонтов разреза (где встречена сильно выветрелая галька). По данным тех же исследователей и материалам Г.Г. Ключанского, повышенные мощности аллювия (до нескольких десятков метров) наблюдаются и далее к северу, в устьях рек Киран, Большой Джелон, Малый Джелон и Олгондо. Континентальные четвертичные отложения залегают также в прибрежных впадинах Северного Приохотья.

Для крупных речных долин побережья Северо-Восточной Кореи, Южного Приморья, восточного склона Сихотэ-Алиня и частично Северо-Западного Приохотья характерен сходящийся к низовьям рек спектр надпойменных террас, с последовательным погружением их в устья под уровень пойменной и лагунно-морской аккумуляции. Это явление, отмечаемое для речных долин ряда районов Альпийского пояса, для долин рек Днестра, Роны, Миссисипи и многих других (Маруашвили, 1959; Russel, 1967, и др.), рассматривается как свидетельство тектонического погружения нижней части речного бассейна.

На этих территориях в прибрежной зоне материка преобладает в целом сниженный рельеф (за исключением ряда районов восточного склона Сихотэ-Алиня и Северо-Западного Приохотья, где к берегу моря вплотную подступают горные хребты). На многих участках вдоль побережья протягиваются холмисто-увалистые аккумулятивно-денудационные равнины, в пределах которых на порогах фундамента отмечаются довольно мощные глинистые коры выветривания. В Южном Приморье и Северо-Восточной Корее прибрежная зона рассматривается как базисная полигенетическая поверхность выравнивания (Никонова и др., 1962; Никонова, 1966). Коры выветривания установлены также на морском дне: в Южном Приморье, при геофизических работах в акватории зал. Петра Великого (Длугач и др., 1969).

Тектонические впадины современной прибрежной зоны материка выполнены кайнозойскими отложениями континентального генезиса (исключение составля-

ют прослой морских осадков в отложениях миоцен–плиоцена близ г. Охотска и в отложениях неогена Кильчжу–Менчхонского грабена в Северо–Восточной Корее). Подошва кайнозойских отложений залегает значительно ниже современного уровня моря, это характерно также для толщ кайнозойских эффузивов, широко распространенных в разрезах Восточно–Азиатского окраинно–материкового вулканического пояса, в частности, многих участков прибрежной зоны материка).

Хорошо прослеживается переход структур окраины континента на шельф. С суши на шельф протягиваются также и погребенные долины крупных рек. Местами в абрадируемых морем береговых обрывах прослеживаются “брошенные” речные долины с аллювием – реликты древней речной сети, погруженной сейчас под уровень моря. Наконец, по восточному склону Сихотэ–Алиня в устьях многих крупных рек сохранились остатки древних дельтовых равнин (наземных дельт), простиравшихся когда–то далеко на восток от современного побережья.

Эти и некоторые другие признаки убедительно свидетельствуют в целом о трансгрессивном состоянии окраины континента. Трансгрессия моря может быть результатом как послеледникового гляциоэвстатического подъема уровня океана, так и нисходящих тектонических движений окраины континента. Данные о геоморфологическом строении современного материкового побережья не позволяют уверенно судить о преобладающем влиянии того или иного фактора. Это можно сделать лишь на основании изучения условий формирования древних береговых линий в разнородных по геолого–тектоническому строению и истории геологического развития зонах.

Рассмотрим поэтому основные черты геоморфологического строения “островного” побережья Охотского и Японского морей, включающего Камчатку, Курильские и Японские острова и о. Сахалин. Принципиально важная особенность строения этой территории заключается в широком развитии здесь морских террас различной высоты и возраста, в большинстве случаев образующих террасовый ряд, верхние ступени которого поднимаются до 200–300 м (и более) над уровнем моря (Корсунская, 1947; Власов, 1959; Чемяков, 1961; Желубовский, 1962; Мокроусов и Садовский, 1964; Соловьев, 1964; Беспалый, 1964; Брайцева и др., 1968; Геологическое развитие, 1968, и др.). Наиболее хорошо изучены морские террасы Японских островов. Х. Накагава (Nakagawa, 1967) подразделяет их на пять основных уровней, наиболее высокий из которых имеет верхнеплиоценовый или нижнечетвертичный возраст. Формирование террас связано с эпохами межледниковых морских трансгрессий, что подтверждается находками теплолюбивой фауны и флоры в прибрежных разрезах. Но имеются и исключения из этого правила, когда в осадках присутствуют “смешанные” или только холодолюбивые комплексы организмов и растений. В прибрежных впадинах островных дуг в четвертичное время происходило накопление морских, лагунных и континентальных отложений. Для территории Японских островов (Геологическое развитие..., 1968) известны наиболее мощные толщ четвертичных осадков (до 1200 м), образующих практически непрерывный резерв с отложениями миоцена и плиоцена.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал, свидетельствующий об интенсивном воздымании в плейстоцене в целом всей системы островных дуг и обшей высокой активности тектонических движений в пределах дуг. Так, например, Японские острова испытали в четвертичное время тектонический подъем с максимальной амплитудой (для отдельных участков) до 1500–2000 м (Kaizuka et al., 1966; Hatori et al., 1969). Значительный размах четвертичных тектонических движений установлен также для п–ова Камчатка (Святловский, 1964; Брайцева и др., 1968). Тектонические погружения были локальными и развивались на общем фоне воздымающейся островной суши.

Используя материалы, полученные при исследовании островных дуг, попытаемся рассмотреть сравнительную роль тектонических движений земной коры и эвстатических колебаний уровня океана в формировании поднятых морских

террас на побережьях Охотского и Японского морей. Эта проблема очень сложна, так как в создании прибрежных форм участвует множество факторов, степень влияния которых трудно или практически невозможно оценить. Подавляющее большинство исследователей отдадут предпочтение гляциоэвстатическому происхождению поднятых террас, т.е. считают, что выработка абразионно-аккумулятивных равнин на побережьях осуществлялась в фазы межледниковых морских трансгрессий, а созданные таким путем субгоризонтальные уровни были деформированы в дальнейшем тектоническими движениями. Широкое распространение на побережьях террасовых лестниц (с последовательным удревнением террас кверху) объясняют постепенным общим снижением уровня моря в плейстоцене, происходящим, как полагают, вследствие планетарного погружения дна океана. Последнее в свою очередь должно приводить к изостатическому воздыманию континентов (Charlesworth, 1957; Кюнен, 1957; Флинт, 1963; Цейнер, 1963; Марков, 1967).

Фактические данные, полученные в последние годы, привели некоторых исследователей к выводу о решающей роли вертикальных тектонических движений земной коры в формировании террасовых лестниц на берегах континента. Подтверждены расчеты К.К. Маркова и И.А. Суетовой (1964) о примерной одновысотности уровней моря и близости их к современному уровню в фазы трансгрессий и установлено, что поднятые террасы образуются в результате восходящих тектонических движений прибрежных зон (Battistini, 1968; Васильев, 1968; Федоров, 1969; Благоволия, 1969). Эти закономерности в формировании поднятых морских террас справедливы также и для нашей территории. Поднятые морские террасы Курило-Камчатской и Японской островных дуг и о. Сахалин пространственно приурочены к районам поднятий. Отсутствие высоких террас в пределах тектонически стабильных или погружающихся участков свидетельствует в пользу представления о том, что уровни моря в фазы трансгрессий располагались примерно на одной высоте, близкой к современному уровню моря.

Наиболее яркие примеры прямой зависимости процесса формирования поднятых морских террас от тектонических движений прибрежных зон обнаруживаются на островах Большой и Малой Курильских гряд. На островах Большой гряды наблюдается полный комплекс речных и морских террас, преобладает горный рельеф (от низко- до высокогорного), интенсивно действуют процессы глубинной эрозии и вулканизма. Напротив, на островах Малой гряды развиты лишь современные аккумулятивные и абразивные прибрежные формы, в долинах рек встречаются только пойменные террасы, четвертичный вулканизм ослаблен и происходит интенсивное субаэральное выравнивание и абразионное разрушение островной суши. Это объясняется общим снижением активности магматических (и, следовательно, тектонических) процессов в пределах Малой гряды и существованием здесь в плейстоцене обстановки относительной тектонической стабильности (или, скорее всего, преобладания погружений) и одновременным тектоническим подъемом островов Большой гряды (Худяков, 1964, 1968; Кулаков, 1965, 1968). Прямым следствием данного процесса является общее увеличение площади и абсолютных высот островов Большой гряды (с формированием серии поднятых террас на побережьях), и разрушение и погружение под уровень моря островов Малой гряды. Аналогичная картина характерна для побережий Камчатки, Японских островов и Сахалина.

Террасовые уровни рассматриваемой территории являются в целом межледниковыми, т.е. формирование их происходило в эпохи межледниковых гляциоэвстатических трансгрессий Мирового океана. Это достаточно убедительно подтверждается данными о строении разрезов морских террас Камчатки, Сахалина, Курильских и Японских островов. Исключения из этого правила, установленные, например, для территории Японских островов (присутствие в отложениях прибрежных террас остатков "смешанных" или холодолюбивых комплексов фауны и флоры), японские исследователи объясняют различными причинами: деятельностью холодных и теплых морских течений, приспособлением некоторых организмов к новым условиям окружающей среды, миграцией фауны с севера

или с юга, — или же оставляют решение этого вопроса на будущее (Геологическое развитие..., 1968). Не исключено, что представление о межледниковой трансгрессии моря как необходимом условии террасообразования, нуждается в поправках, и в пределах интенсивно воздымающихся побережий поднятые морские террасы могут формироваться как в холодные, так и в теплые эпохи плейстоцена.

Изложенный выше материал позволяет с новых позиций рассмотреть особенности развития побережья материка в плейстоцене.

Во-первых, установленная на примере островных дуг пространственная приуроченность системы поднятых террас (террасового ряда) к воздымающимся участкам побережья является, по-видимому, справедливой и для побережья материка. Поэтому отсутствие здесь высоких морских террас склоняет к выводу об относительной тектонической стабильности материкового побережья или же о преобладании здесь нисходящих тектонических движений.

Во-вторых, поскольку мы принимаем, что уровни моря в фазы межледниковых трансгрессий располагались примерно на одном уровне, близком к современному, то в условиях тектонически стабильного побережья следует ожидать последовательного причленения друг к другу пачек разновозрастных морских отложений, фиксирующих трансгрессивные стадии моря. Такая закономерность в строении прибрежных толщ установлена, например, Ю.М. Васильевым (1968) для Северного Причерноморья и Приазовья. Однако вскрытые скважинами на материковом побережье Японского моря разрезы морского плейстоцена имеют другое строение: они представляют нормальный стратиграфический разрез, где в верхней части залегают отложения голоцена, сменяемые ниже верхнечетвертичными и, возможно, более древними отложениями. В прибрежной зоне Охотского моря (в Северо-Западном Приохотье) вскрыты лишь маломощные (первые метры) морские осадки голоцена, залегающие на континентальных четвертичных отложениях. Кроме того, как было отмечено выше, для побережья материка характерны такие особенности геолого-геоморфологического строения, как-то: сниженный рельеф многих районов побережья, с корами выветривания на дочетвертичных породах; присутствие толщ континентальных кайнозойских отложений во впадинах; сходящийся к устьям рек спектр надпойменных речных террас; переход морфоструктур и долин крупных рек материковой суши на шельф; наличие реликтов древних дельтовых равнин и "брошенных" долин на некоторых участках побережья и т.д.

Все эти данные в целом достаточно убедительно свидетельствуют о тектоническом погружении окраины континента в плейстоцене и не могут быть объяснены только лишь с помощью привлечения послеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии Мирового океана, хотя последняя, безусловно, сыграла большую роль в формировании современного облика материкового побережья. В процессе этого погружения в течение плейстоцена происходило постепенное "надвижение" древней береговой линии на сушу (от первоначального положения этой линии на значительном удалении к востоку от современного берега). Эффект тектонического погружения прибрежной зоны континента в послеледниковые был значительно усилен (и, вместе с тем, затушеван) гляциоэвстатическим подъемом уровня морских вод; гляциоколебания уровня океана происходят обычно с гораздо более высокой скоростью, чем тектонические движения земной коры (Fairbridge, 1961; Цейнер, 1963; Флинт, 1963; Марков, 1967, и др.).

Есть основание считать, что тектоническое погружение окраины континента в значительной степени является результатом ослабления или же полного прекращения в плейстоцене вулканической деятельности в пределах большей части Восточно-Азиатского окраинно-вулканического пояса, протягивающегося вдоль побережья материка. Рассмотренный выше пример Малой Курильской гряды показывает, что там, где активность магматических (и, следовательно, тектонических) процессов снижена, создается обстановка относительной тектонической стабильности или же преобладания нисходящих тектонических движений.

Региональное тектоническое погружение окраины континента в плейстоцене не представляет собой из ряда вон выходящего явления. Известно довольно много примеров вертикальных тектонических смещений крупных блоков земной коры. К ним относится, например, гляциоизостатическое поднятие Фенноскандии и Северной Америки (Charlesworth, 1957; Farrand and Gajda, 1962, и др.), глыбовое воздымание Кавказского побережья Черного моря и побережья Болгарии (Васильев, 1968; Федоров, 1969), Тихоокеанского побережья США и побережья Чили (Fuenzalida et al., 1965; Кинг, 1968). Поэтому тектонические движения регионального плана представляются вполне реальными и для рассматриваемой окраины материка. Дифференцированные движения локальных морфоструктур происходили здесь на общем фоне тектонического погружения.

Голоценовая береговая линия континента фиксирует максимальную для всего четвертичного времени границу трансгрессировавшего морского бассейна. Море вплотную подошло сейчас к горным хребтам окраины материка и внедрилось в сушу на участках депрессий. Поэтому вдоль современного побережья располагаются не только относительно стабильные или погружающиеся, но и интенсивно воздымающиеся морфоструктуры. Погрузившаяся в плейстоцене под уровень моря окраина континента охватывает область современного материкового шельфа к востоку от воздымающихся горных систем окраины материка.

Таким образом, если рассматривать переходную зону от материковой суши ко впадинам окраинных морей как "континентальную флексуру" (по Ж. Буркару, 1953), то надо считать, что береговая линия прижата сейчас к поднятому крылу этой региональной структуры. Территория материковой суши к западу от этой линии характеризуется в целом восходящими тектоническими движениями, а относительно стабильны или же погружаются лишь узкая зона побережья и тектонические впадины окраины материка.

С этих позиций хорошо объясняются упомянутые выше особенности геоморфологического строения современного материкового побережья. Так, например, становится понятным отсутствие высоких морских террас на западном, материковом побережье Татарского пролива и существование серии поднятых террас (террасового ряда) на восточном, Сахалинском побережье, хотя и в том и в другом случае вдоль берега моря располагаются воздымающиеся морфоструктуры (Сихотэ-Алинь и Южно-Камышевый хребет). Дело в том, что на Сахалинском побережье современная береговая линия (так же как и более древние четвертичные береговые линии, судя по расположению разновысотных и разновозрастных террас в непосредственной близости друг к другу) проходит вблизи осевой зоны Южно-Камышевого хребта. Унаследованное тектоническое воздымание последнего (и в том числе прибрежной его зоны) в течение всего четвертичного времени привело к формированию здесь террасового ряда. Для материкового побережья, как было показано выше, характерна совершенно иная картина (рис. 1). Это подтверждается также материалами геофизических исследований в Татарском проливе (Юнов, Тихомиров, 1968), свидетельствующими о большой мощности кайнозойских отложений в его пределах и об общем длительном нисходящем развитии прогиба, с миграцией его оси к западу и трансгрессией в область сихотэ-алинского шельфа (начиная со среднего или верхнего плейцена).

Высказанным выше положениям о развитии материкового побережья не противоречат данные о строении материкового шельфа Охотского и Японского морей. Известно, что особенно большие пространства занимает материковая отмель в Охотском море, где ширина ее достигает местами 200-220 миль, а внешний край лежит на глубинах 170-350 м (рис. 2). Это почти плоская абразионная и абразионно-аккумулятивная равнина, с очень небольшими (доли градуса) уклонами (Удинцев, 1957). В пределах этой обширной подводной равнины геофизическими работами установлены огромные (до нескольких километров) мощности рыхлых отложений, в кровле которых залегают слабо уплотненные недислоцированные осадки (мощностью до 0,1-0,3 км) с малыми ско-

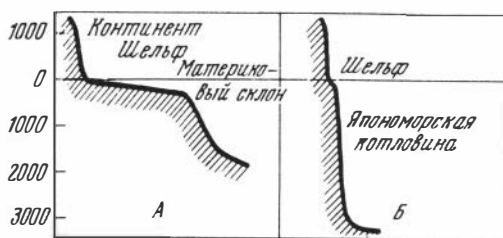


Рис. 1. Схема четвертичных тектонических движений района Татарского пролива.

1 - четвертичные отложения Татарского прогиба; 2 - кровля дочетвертичных пород; 3 - векторы четвертичных тектонических движений (погружение, поднятие).

Рис. 2. Схематический профиль материковой окраины

А - Охотского моря; Б - Японского моря.

ростями сейсмических волн, отлагавшиеся, по-видимому, в плейстоцене (Зверев, 1964; Милашин, 1967). В районе Сахалинского залива мощность этих осадков значительно больше (Сычев, 1962, 1966). Материковый шельф Японского моря более узкий (ширина его составляет 10-20 км и лишь в районах заливов увеличивается до 80-100 км) и более крутой (рис.2), а перегиб к материковому склону весьма отчетлив и располагается на глубине от 130 до 200 м (Зенкевич, 1961). Довольно мощные (до 100 м и более) рыхлые осадки встречаются здесь главным образом в заливах и эстуариях, но в большинстве случаев их покров невелик и на некоторых участках почти полностью отсутствует (Скорнякова, 1961).

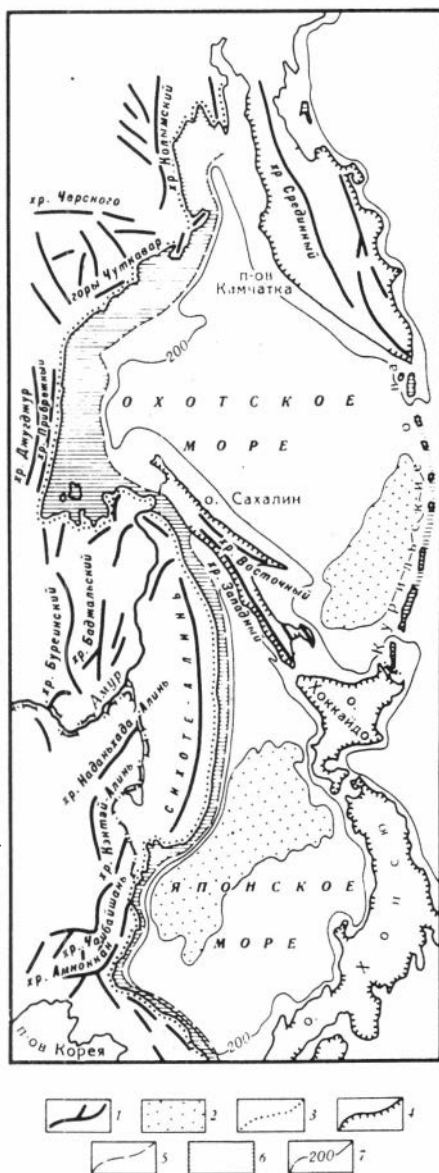
Строение и происхождение рыхлых осадочных толщ и разнопорядковых форм рельефа материковой отмели еще не выяснены с достаточной степенью детальности, что не позволяет уверенно судить о происхождении отмели. Большинство исследователей склоняются к предположению о том, что формирование материкового шельфа произошло в послеледниковое время, в результате гляцио-эвстатической трансгрессии океана и интенсивного абразионно-аккумулятивного выравнивания затопленной окраины континента (Удинцев, 1957; Зенкевич, 1961; Чемяков, 1957, 1961; Канаев, Удинцев, 1961, и др.). Однако с этих позиций трудно объяснить значительную мощность рыхлых (четвертичных?) осадков в пределах шельфа, исключительную выровненность и большую ширину материковой отмели. Не в пользу подобного предположения свидетельствуют также рассмотренные выше данные о геоморфологическом строении материкового побережья.

Проведенные в последние годы исследования материковых шельфов различных районов Земли выявили большое разнообразие в геолого-геоморфологическом строении погруженных материковых окраин. В докладах, представленных на проходившем в 1969 г. в Париже симпозиуме, посвященном проблемам континентальных шельфов и эволюции морских побережий (Живаго, Невесский, 1970), были приведены фактические материалы о присутствии разновозрастных морских отложений плейстоцена и древних береговых линий на шельфах Аргентины, Австралии, Западной Европы, Северной Америки, что свидетельствует о неоднократных трансгрессиях и регрессиях моря в пределах шельфа и, следовательно, о значительно более древнем, чем послеледниковый, возрасте этой подводной ступени. Важная роль в формировании современного шельфа отводилась не только эвстатическим колебаниям уровня океана, но и тектоническим движениям земной коры.

Опираясь на изложенные выше данные об особенностях строения и условиях формирования материкового побережья и на литературные материалы об ис-

Рис. 3. Схема четвертичных береговых линий Охотского и Японского морей.

1 – горные хребты окраины континента; 2 – глубоководные впадины морей; 3 – современная береговая линия континента с низкой голоценовой террасой и современными аккумулятивными и абразионными формами; 4 – береговые линии системы островных дуг, представленные разновысотными террасами четвертичного возраста; 5 – предполагаемая береговая линия континента конца плиоцена–начала четвертичного времени; 6 – окраина материка, испытавшая тектоническое погружение в четвертичное время и преобразованная в материковую отмель; 7 – изобата 200 м.



следованиях шельфов рассматриваемой территории и других районах земного шара, автор считает возможным высказать предположение о том, что подводная равнина современного материкового шельфа Охотского и Японского морей была создана в процессе общего тектонического погружения окраины континента в плейстоцене и развивавшихся на этом тектоническом фоне гляциоэвстатических колебаний уровня океана. Благодаря совместному воздействию этих двух факторов осуществлялось абразионно-аккумулятивное выравнивание погружающейся суши и происходило постепенное надвигание береговой линии на континент, достигшее максимума в голоцене. Наступлению моря благоприятствовал, по-видимому, сниженный рельеф, существовавший в переходной зоне от окраины материка к морским впадинам; реликты этого рельефа наблюдаются вдоль современного побережья.

Суммарную амплитуду регионального тектонического погружения окраины континента за четвертичное время определить трудно, так как фактических данных для этого еще недостаточно. Предположительно можно оценить ее, вероятно, в 200–300 м (относительно современного уровня моря), с различными отклонениями от этой величины для того или иного участка.

Что же касается амплитуд гляциоэвстатических колебаний уровня океана, то согласно расчетам К.К. Маркова и И.А. Суетовой (1964) уровень моря в эпоху максимума оледенения был ниже современного на 110 м, а в межледниковье поднимался выше его не более чем на 10 м. Эти расчеты в последние годы подтверждены фактическими данными, полученными для многих районов земного шара и свидетельствующими о том, что уровень океана в эпоху последнего оледенения располагался на глубине 110–140 м ниже современного (Minato, 1966; Nakagawa, 1967; Кэррей, 1968; Milliman, Emery, 1968, и др.). Наиболее близкой к действительности представляется величина порядка 100–110 м, так как большие цифры характерны для районов тектонических

погружений. Эффект гляциоэвстатических колебаний всегда превышал и затуманивал эффект тектонических движений. Но так как тектонические движения действовали однонаправленно в течение всего четвертичного времени, они обеспечили в конечном счете общее погружение окраины континента и постепенное "надвигание" береговой линии на сушу (от первоначального положения ее, по-видимому, где-то в районе бровки современной материковой отмели) (рис.3). Темп тектонических движений, скорее всего, не был постоянным, так как периодические гляциоколебания уровня океана должны были приводить к изостатическим вертикальным смещениям земной коры в пределах шельфа (Fairbridge, 1961; Флинт, 1963; Bloom, 1967, и др.). "Островная" граница морей оставалась в плейстоцене практически без изменений. Об этом свидетельствуют разновысотные морские террасы четвертичного возраста, располагающиеся в непосредственной близости одна к другой на побережьях островных дуг, а также практически непрерывные разрезы четвертичных морских отложений в прибрежных впадинах.

Палеогеографический эффект гляциоколебаний уровня океана был достаточно велик. Так, в фазы регрессий моря, когда уровень его опускался примерно на 100-110 м ниже современного, осушались большие площади шельфа (особенно в Северо-Западном Приохотье), восстанавливались прежние речные системы, формировались "мосты" суши между островами и материком, происходили миграции животных и растений. Вместе с тем проведенные исследования не подтвердили выдвинутой ранее гипотезы (Линдберг, 1955, 1965) о значительных (до нескольких сотен метров) эвстатических колебаниях уровня океана, якобы приводивших к крупнейшим палеогеографическим изменениям в пределах акваторий морей и прилегающей к ним суши, в частности к формированию громадных озерных "бассейнов подпора" на нижнем Амуре и других реках окраины материка. Установленная Г.У.Линдбергом (1955) генетическая общность фауны пресноводных рыб речных систем материка и некоторых островов достаточно хорошо объясняется с изложенных выше позиций геологического развития региона в плейстоцене. Кроме того, как показывает опыт изучения четвертичных пресноводных рыб других районов Земли (например, Северной Америки - Миллер, 1969), большинство живущих ныне семейств, родов и видов появилось еще задолго до четвертичного времени. Поэтому изменения в ареалах их распространения не обязательно должны быть связаны только лишь с четвертичным временем, а могут быть следствием геологических процессов, происходивших по крайней мере в течение всего позднего кайнозоя.

Представленная выше принципиальная схема геолого-тектонического развития территории в четвертичное время является, естественно, лишь первым приближением к действительности. Более полные реконструкции геологических событий четвертичного времени могут быть выполнены только после детального изучения опорных разрезов морского плейстоцена и форм рельефа побережий и дна рассматриваемых морей.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксенов А.А., Ионин А.С. и Шербаков Ф.А. Новые данные о строении толщ современных прибрежных отложений. - Океанология, 1964, т. 4, вып. 5.
- Берсенев И.И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморья. Информационный сборник Приморского геологического управления, № 4. Владивосток, 1963.
- Беспалый В.Г. К вопросу о четвертичных трансгрессиях моря в районах о.Сахалина и Курильской островной дуги. - В сб.: Доклады по геоморфологии и палеогеографии Дальнего Востока, вып. 1. Л., 1964.
- Благоволин Н.С. Плейстоценовые колебания уровня Черного моря и рельефообразование в Причерноморье. - Землеведение, нов. серия, т. VIII (XLVIII). Изд-во МГУ, 1969.
- Брайцева О.А. Мелекесцев И.В., Евтеева И.С., Лупикина Е.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и оледенения Камчатки. М., "Наука", 1968.
- Буркар Ж. Рельеф океанов и морей. М., ИЛ, 1953.
- Васильев Ю.М. О ритмах трансгрессий в полузамкнутых и замкнутых морских бассейнах. - Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 2.

- Васильковский Н.П., Худяков Г.И., Кулаков А.П. К происхождению впадин Охотского и Японского морей. – В сб.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Власов Г.М. Основные черты рельефа Камчатки и Курильских островов. – Материалы 2-го Всесоюз. геоморф. совещ. М., 1959.
- Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. – Труды ВСЕГЕИ, т. 4. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Голота Е.В., Ма Ги Хо. Четвертичная система. – В кн.: Геология Кореи. М., 1964.
- Длугач А.Г., Комаров И.С., Мирандов В.Л. Опыт применения сейсмоакустических методов при поисках прибрежно-морских россыпных месторождений. – В сб.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1969.
- Желубовский Ю.С. Геология Курильских островов. Автореф. канд. дисс. Л., 1962.
- Живаго А.В., Невесский Е.Н. Симпозиум по проблеме континентальных шельфов и эволюции береговых линий. – Геоморфология, 1970, № 1.
- Жузе А.П. Стратиграфические и палеогеографические исследования в северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Зверев С.М. Результаты изучения осадочной толщи в Охотском море и Курило-Камчатской зоне Тихого океана. – В кн.: Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., "Наука", 1964.
- Зенкевич Н.Л. Рельеф дна. – В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Канаев В.Ф., Удинцев Г.Б. Происхождение донного рельефа дальневосточных морей СССР и его развитие в четвертичное время. – В кн.: Морские берега. Труды Ин-та геологии АН Эст.ССР, т. VIII. Таллин, 1961.
- Карташов И.П. Рельеф дна Охотского моря и история его формирования. – В кн.: Мезокайнозойская история и строение земной коры Охотского региона. Труды ГИН АН СССР, вып. 168. М., "Наука", 1967.
- Кинг Ф. Тектоническое развитие средней части Северной Америки в четвертичном периоде. – В кн.: Четвертичный период в США, т. I. М., "Мир", 1968.
- Корсунская Г.В. Геоморфология островов Курильской архипелага. – Изв. ВГО, 1947, т. 79, № 4.
- Кулаков А.П. Об основных чертах четвертичного рельефообразования островов Курильской гряды. – В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Кулаков А.П. О влиянии эвстатических колебаний уровня океана и тектонических движений на положение плейстоценовых береговых линий в пределах Охотского и Японского морей. – В сб.: Вопросы геологии северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- Кулаков А.П. О четвертичной истории Охотского моря и его прибрежных территорий. – В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. II. Новосибирск, "Наука", 1968.
- Кулаков А.П. Геоморфологическое строение долины нижнего Амура и вопросы террасообразования. – "Известия Забайкальского филиала Географического общества СССР", т. IV, вып. 6, 1968а.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970.
- Кэррей Д. Позднечетвертичная история материковых шельфов США. В кн.: Четвертичный период в США, т. II. М., "Мир", 1968.
- Кюнен Ф.Г. Уровень моря и изгибы земной коры. – В сб.: Земная кора. М., ИЛ, 1957.
- Линдберг Г.У. Четвертичный период в свете биогеографических данных. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Линдберг Г.У. Крупные планетарные колебания уровня океана и палеогеография четвертичного периода. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Лоргус В.А., Лукьянова С.А. О морских отложениях и террасах материкового побережья Сахалинского залива. – Вестник МГУ, 1965, № 6.
- Марков К.К., Суетова И.А. Эвстатические колебания уровня океана. – В кн.: Современные проблемы географии. М., 1964.
- Марков К.К. Океан, ч. 3. В кн.: Четвертичный период, т. III.
- Маруашвили П.И. Закономерности формирования террас в орогенах. Материалы 2-го геоморф. совещания. М., 1959.
- Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М., "Мир", 1966.
- Милашин А.П. О строении осадочной толщи в северо-восточной части Охотского моря по данным метода отражения волн. – Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 6.

- Миллер Р. Четвертичные пресноводные рыбы Северной Америки. – В кн.: Четвертичный период в США, т. II. М., "Мир", 1969.
- Мокроусов В.П., Садовский Н.Д. Четвертичная система. – В кн.: Геология СССР, т. XXXI. М., "Недра", 1964.
- Никонова Р.И., Ро Су Ван, Ким Ван У, Рим Гвон Мук. К вопросу о геоморфологии и неотектонике Северо-Восточной Кореи. – Геология и геофизика, 1962, № 4.
- Никонова Р.И. Поверхности выравнивания в рельефе Южного Приморья. М., "Наука", 1966.
- Святловский А.Е. Неотектоника и сейсмичность Камчатки. – В кн.: Геология СССР, т. XXXI. М., "Недра", 1964.
- Скорнякова Н.С. Донные осадки. – В кн.: Основные черты геологии и гидрогеологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соловьев В.В. Морские четвертичные отложения Приморского края. – Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 90, Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. Л., 1963.
- Соловьев В.В. Геоморфологическое строение и история развития рельефа о.Сахалина. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
- Сычев П.М. О мощности третичных отложений о.Сахалина в свете данных геофизических исследований. – Геология и геофизика, 1962, № 7.
- Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М., "Наука", 1966.
- Сычев П.М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. – В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Троицкая Т.С., Короткий А.М., Караулов Л.П., Царько Е.М. Новые данные о последельниковой трансгрессии на западном побережье Японского моря. – Докл. АН СССР, 1971, т. 196, № 2.
- Федоров П.В. Морские террасы Черноморского побережья Кавказа и проблема новейших вертикальных движений. – Докл. АН СССР, 1969, т. 185, № 3.
- Флинт Р.Ф. Ледники и палеогеография плейстоцена. М., ИЛ, 1963.
- Худяков Г.И. О морфоструктурной эволюции южной группы Курильских островов. Тезисы и аннот. докл. на XV науч.-техн. конф. – ДВПИ. Владивосток, 1964.
- Худяков Г.И. Некоторые черты морфотектоники южной части Курильской островной дуги. – В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Цейнер Ф.Е. Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
- Чемяков Ю.Ф. О четвертичной истории Охотского моря. – Изв. ВГО, 1957, т. 89, № 3.
- Чемяков Ю.Ф. Четвертичные трансгрессии дальневосточных морей СССР и северной части Тихого океана. – Труды Ин-та геологии АН Эст.ССР, т. VIII, 1961.
- Юнов А.Ю., Тихомиров В.М. Новые данные о геологическом строении Татарского пролива. – Докл. АН СССР, серия геол., 1968, т. 180, № 4–6.
- Battistini R. Sur l'existence de hauts stationnements marins quaternaires. – Compt. rend. Soc. géol. France, 1968, N 2.
- Bloom A.L. Pleistocene shorelines: a new test of isostasy. – Bull. Geol. Soc. America, 1967, v. 78, N 12.
- Charlesworth J.K. The Quaternary Era. London, 1957.
- Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level. – In: Physics and Chemistry of the Earth, v. 4. London, 1961.
- Farrand W.R., Gajda R.T. Isobases on the Wisconsin marine limit in Canada. – Geogr. Bull. Ottawa, 1962, N 17.
- Fuensalida H.V., Cooke R., Paskoff R., Segerstrom K., Weischet W. High stands of Quaternary sea level along the Chilean coast. "International studies of the Quaternary". Nat. Acad. Sci., Spec. Papers. N.Y., 1965, N 34.
- Hatori K., Ishii Y., Kaizuka S., Komori C., Naruse Y., Ota Y., Sugimura A., Takahashi H., Yonekura N., Yoshikawa T. Quaternary tectonic map of Japan. Tokyo, 1969.
- Kaizuka S., Sugimura A., Ota Y., Naruse Y., Yoshikawa T., Hatori K. Quaternary tectonic map of Japan (the second report). – "Quaternaria", 1966, VII. Roma.
- Milliman J.D., Emery K.O. Sea levels during the Past 35000 years. – Science, 1968, v. 162, N 3858.
- Minato M. The final stage of land bridges in the Japanese Islands. – Earth Sci., 1966, N 85, 86.
- Nakagawa H. Quaternary sea levels of Japanese Islands. – J. Geosci. Osaka City Univ., 1967.
- Russel R.J. River plains and sea coasts. Univ. California Press, 1967.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДКОВ В ЗОНЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

В последние годы в изучении россыпных месторождений Приморья наступил новый этап, связанный с поисками погребенных и поверхностных россыпей. Формирование россыпей зависит от общей геоморфологической обстановки и наличия рудных зон с полезным компонентом. Оценка металлогенической специализации прибрежной суши произведена в ряде специальных работ (Анерт, 1928; Шипулин, 1957; Радкевич, 1956; Воларович, 1962; Октябрьский, 1971) и поэтому здесь не рассматривается.

Анализ условий формирования и захоронения россыпей прежде всего сопровождается геоморфологическим изучением суши: выясняется общая направленность геолого-геоморфологических процессов, распределение кор выветривания, эволюция речной сети, возраст геоморфологических уровней и сопряженных с ними отложений.

Геоморфологические условия в зоне Южного Приморья в общем благоприятны для формирования россыпей. Эта зона является переходной от областей устойчивого воздымания (Сихотэ-Алинь, Черногорье) к области устойчивого погружения (Япономорская впадина). Поэтому процессы рельефообразования здесь в первую очередь определялись слабым тектоническим погружением и колебаниями уровня Японского моря. Для прибрежной зоны были характерны процессы выравнивания с устойчивой аккумуляцией в депрессиях.

Процесс погружения зоны особенно в юго-западной и южной частях Приморья фиксируется с верхнего палеогена, когда в Раздольной, Артемовской, Хасанской и других впадинах, абрадируемых в настоящее время водами Японского моря, накопилась мощная (до 1200 м) толща континентальных осадков (Власов, 1949). Детальное изучение геоморфологического строения и разрезов верхнекайнозойских отложений прибрежной зоны Приморья привело к выводу о континентальном происхождении высоких геоморфологических уровней. Погружение речных террас в долинах прибрежной зоны под современный уровень лагунно-морской аккумуляции, трансгрессивное строение пачки четвертичных отложений в устьях рек, широкое развитие денудационного рельефа с корами выветривания, отсутствие высоких морских террас вызваны тектоническим погружением прибрежной зоны, которое осложнялось колебаниями уровня Японского моря (Берсенов, 1956, 1963; Кулаков, 1970; Короткий, 1970). Погружение окраины материка периодически прерывалось фазами поднятия и эрозийного расчленения территории, приводившему к образованию переуглубленных долин и террасовых уровней. Поэтому в рельефе Южного Приморья, с одной стороны, сочетаются высокие геоморфологические уровни, с другой — наблюдаются переуглубленные долины, выполненные осадками последующих циклов седиментации (рис. 1). Соответственно нами и рассматриваются геоморфологические уровни на побережье и коррелятивные им рыхлые отложения, с которыми могут быть связаны россыпи.

Плиоценовые отложения в прибрежной зоне сопряжены с 40–60-метровым аккумулятивно-денудационным региональным уровнем¹. Он четко выражен почти на всем протяжении от устья р. Туманган до устья р. Киевка с максимальным расширением в депрессиях вплоть до образования достаточно обширной поверхности выравнивания (Никонова, 1966). К северу от устья р. Киевка на восточном склоне Сихотэ-Алиня плиоценовый уровень прослеживается вдоль долин крупных рек, в устьях которых он значительно расширяется. Этот уровень сложен в аккумулятивной части валунно-галечниковым аллювием, а в пределах педиментов — красно-бурыми суглинками, залегающими на каоли-

¹ Под уровнем нами понимается геоморфологически выраженная поверхность, состоящая из террасы и сформировавшегося на ее базе педимента.

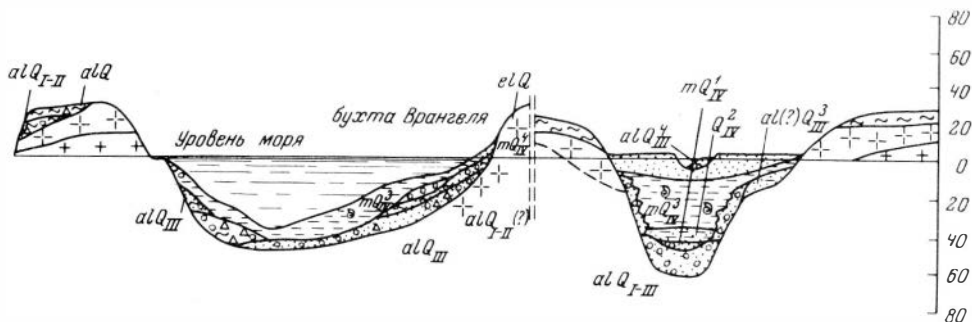
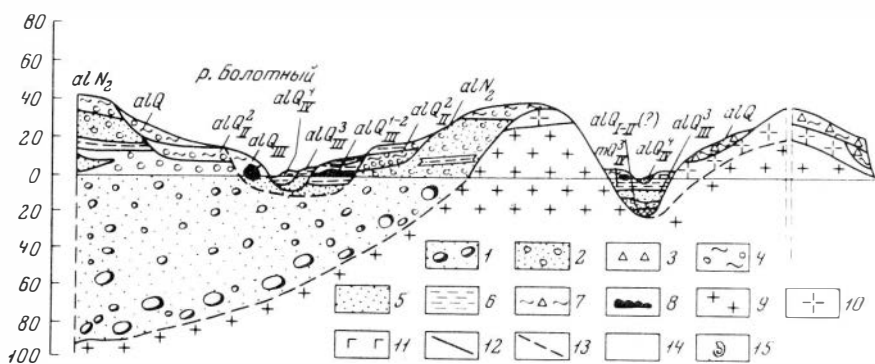


Рис. 1. Схема строения верхнекайнозойских отложений прибрежной зоны Приморья.

1 - валуны с песком; 2 - галька с песком; 3 - щебни; 4 - галька с суглинком; 5 - песок; 6 - алеврит; 7 - суглинок с щебнем; 8 - торф; 9 - коренные породы; 10 - кора выветривания; 11 - базальты; 12 - установленные границы; 13 - нечеткий контакт и предполагаемая граница; 14 - индекс возраста осадков; 15 - морская фауна

новых корах выветривания. Во многих случаях этот уровень перекрыт базальтами шуфанской свиты. Автором детально изучены разрезы 40–60-метрового уровня (в Хасанской мульде, бухте Перевозной, Артемовской впадине и зал.Находка), для которых по данным спорово-пыльцевого анализа доказан плиоценовый возраст (заключения Т.И.Демидовой).

Так, в районе мыса Поворотного (зал. Находка) плиоценовые аллювиальные отложения выполняют эрозионный врез в осадках усть-суйфунской свиты и сверху перекрыты базальтовым покровом. Для спектров, полученных из этих осадков, характерно сочетание пыльцы хвойных и покрытосемянных растений. Среди хвойных доминирует *Pinus* секции *Otogica* с присутствием *Pinus* секции *Euripinea* и незначительным участием пыльцы *Abies*, *Larix*, *Pinus* и кипарисовых. Из пыльцы покрытосемянных доминируют широколиственные и умеренно теплолюбивые породы *Juglans*, *Pterocarya*, *Carpinus* с участием *Carya*, *Fagus*, *Zelkova*, *Seltis*. В спектрах отмечается пыльца субтропических растений (*Taxodium distichum*, *Sequoia*, *Stercula*). Полученные спорово-пыльцевые спектры хорошо сопоставляются с комплексами из плиоценовых отложений Раздольной и Хасанской впадин (Берсенева, 1956).

На ряде участков плиоценовый возраст 40–60-метрового уровня принимается условно, лишь на основании общего сходства отложений и его геоморфологического положения.

Аллювиальные осадки 40–60-метрового уровня на отдельных участках побережья (зал. Восток, бухта Перевозная) содержат касситерит (мыс Поворотный). Не исключена возможность обнаружения в осадках этого уровня небольших россыпей золота и касситерита, особенно на тех участках по-

бережья, где плиоценовый уровень приурочен к бассейнам низкопорядковых водотоков. Мошные коры выветривания 40–60-метрового уровня, интенсивно разрушаемые эрозией и абразией, также являются важным источником полезных минералов, иногда образующих аллювиальные россыпи в речных долинах.

Особенности четвертичного осадконакопления в прибрежной зоне определялись, во-первых, верхнеплиоценовой–нижнеплейстоценовой (?) фазой эрозийного расчленения, во-вторых, последовавшим затем тектоническим погружением территории на фоне периодических колебаний уровня Японского моря. Этот процесс привел к накоплению в речных долинах трансгрессивной пачки аллювиально-морских отложений мощностью до 60–70 м. В крутопадающих малых долинах за счет абразионного разрушения водосборных бассейнов произошло возникновение серии локальных террас.

В настоящее время четвертичные отложения прибрежной зоны подразделяются на четыре комплекса пород, соответствующих нижнему, среднему, верхнему плейстоцену и голоцену. В основу предлагаемого нами стратиграфического расчленения положены данные по изучению спорово-пыльцевых и диатомовых комплексов, а для морских отложений – анализ макро- и микрофауны.

Нижний плейстоцен. Отложения этого возраста в прибрежной зоне сопряжены с 20–30-метровой террасой в бассейнах малых рек, а в переуглубленных долинах им соответствуют залегающие в основании разреза континентальные образования предполагаемого ниже-среднечетвертичного возраста. Нижнеплейстоценовая терраса в зоне побережья повсеместно вложена в плиоценовый уровень. Развита она вдоль долин низкопорядковых рек. В отличие от плиоценового уровня эта терраса сложена преимущественно красноцветными суглинками и глинами, глинистыми песками и галькой. Мощность отложений не превышает 8–15 м. В доколе террасы вскрываются сильно выветрелые коренные породы. В краевых частях долин эта терраса оконтурена узким педиментом и перекрыта чехлом красно-бурых суглинков.

Из разреза 10–15-метровой террасы в долине р. Чам-Чагаузы были получены спорово-пыльцевые комплексы, по заключению Л.П. Карауловой имеющие сходство с нижнечетвертичными спектрами 30–40-метровой террасы бассейна р. Киевка и подобными спектрами из бассейна р. Одарки (данные Л.П. Карауловой и др., 1969). В них встречена пыльца *Taxodiaceae* (3–5%), *Sciadopsis* (14%), *Tsuga diversifolia* *T. canadensis*, *Liquidambar* (1%) *Castanea* (1,3–3,8%), *Fagus* (1,5–5,7%), *Pterocarya* (0,5%), *Platycarya cimera*, *Quercus*, (10–15%), палеотипные виды *Pinus*. В составе спорово-пыльцевых комплексов, характеризующих разрез террасы в долине реки Киевка и отмечается значительное участие представителей таких родов и видов, современные ареалы которых относятся к Северо-Китайской провинции. Сопоставление полученных данных с данными спорово-пыльцевых анализов по другим районам юга Дальнего Востока позволяет относить осадки 15–30-метровой локальной террасы к нижнему плейстоцену.

Среднеплейстоценовые отложения в прибрежной зоне развиты локально и сопряжены с террасой высотой от 8–10 до 15 м в низкопорядковых долинах. Эта терраса, по строению чаще цокольная, обычно встречается вблизи берега моря, а вверх по долине ее высота быстро уменьшается до 3–4 м. Возраст этой террасы установлен как среднеплейстоценовый для ряда малых долин побережья. Из верхней части разреза 15–20-метровой террасы руч. Болотного был получен спорово-пыльцевой комплекс с присутствием пыльцы *Betula manshurica* (Rgl) Nakai – 30%; *B. ermani* – 14,4%; *B. dahurica* Pall. – 2%; *B. sp.* – 36,4%; *B. exilis* – 0,34%; *Alnus* – 1%; *Alnaster* – 1,7%. Из хвойных отмечается пыльца *Picea* – 11%; *Abies* – 0,7%; *Pinus n/p* *Parloxyton* – 1,7%. Сопоставление полученного спектра с данными опорной Ханкайской скважины (Караулова и др., 1969) позволяет уверенно сопоставить время накопления отложений этой террасы с верхами среднего плейстоцена (Q_2^{11}).

Верхнеплейстоценовые отложения в низкопорядковых долинах побережья наблюдаются часто. Здесь они образуют I–II надпойменные террасы,

имеющие соответственно высоту 3—4 и 6—10 м. Террасы этого возраста детально изучены нами в бассейне рек Песчанки (п-ов Муравьев-Амурский), Курана, Неприметной, руч. Болотного. Эти террасы являются аккумулятивными. Для них характерны более тонкие осадки, чем для средне- и нижнеплейстоценовых террас. В их разрезе встречены пласты торфа мощностью до 4 м. Относительная высота этих террас быстро уменьшается от берега моря в глубь водосборного бассейна.

Возраст II надпойменной террасы (6—10 м) по данным спорово-пыльцевого анализа соответствуют, по заключению Л.П. Карауловой, первой теплой эпохе (Q_{III}^1) верхнего плейстоцена. Для этих спектров характерен переход от комплексов с очень богатым содержанием пыльцы широколиственных пород (*Ulmus* — 2—10%; *Juglans* — 2—21%; *Quercus* — до 16%, постоянно присутствуют *Tilia*, *Carpinus*, *Corylus*, *Oleacea*, *Acer*). Вверх по разрезу террасы количество пыльцы широколиственных уменьшается, а в средней части получены спектры, отражающие господство темнохвойной тайги. Эта фаза осадконакопления соответствует, по заключению Л.П. Карауловой, переходу от первой теплой эпохи к первому верхнеплейстоценовому похолоданию.

Возраст I надпойменной террасы сопоставляется со второй теплой эпохой верхнего плейстоцена и захватывает самое начало последнего ледниковья. На это, по заключению Л.П. Карауловой, указывают спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием мелколиственных пород (*Betula manshurica* — 10—12%; *B. dahurica* — 2—6%; *B. ermani* Cham. — 2,5%; *B. sp.*, единично пыльца кустарниковых берез). Значительно представлена пыльца хвойных (*Picea* — 20—45%; *Pinus koraiensis* S. et Z. — 2,2—2,6%; *P. n/p* *Harpoxylon* — 5—8%). Наблюдающееся вверх по разрезу увеличение доли пыльцы кустарниковых берез указывает, по нашему мнению, на тенденцию похолодания.

Анализ разрезов I и II надпойменных террас приводит нас к выводу, что интенсивность осадконакопления в малых долинах возрастала в теплые эпохи, когда, видимо, происходило подпирание устьев рек водами Японского моря. В холодные эпохи верхнего плейстоцена (Q_{III}^2 , Q_{III}^4) происходило эрозионное расчленение территории, приводившее к образованию террас в речных долинах прибрежной зоны.

Анализ гранулометрического состава осадков, слагающих локальные террасы в низкопорядковых долинах, показывает уменьшение размерности обломков от нижнего плейстоцена к голоцену, с максимальным измельчением в верхнем плейстоцене. Соответственно меняется и фациальный состав осадков в разрезах террас от аллювиальных в нижнем и среднем плейстоцене до аллювиально-болотных и лагунных в верхнем плейстоцене и голоцене. Вышеприведенные особенности разрезов локальных террас убеждают нас в том, что их формирование происходило при прогрессивном ритмическом выполаживании продольных профилей рек в условиях нисходящего развития рельефа.

В переуглубленных долинах прибрежной зоны верхнеплейстоценовый возраст имеют отложения в кровле аллювиальной пачки. Для них характерно измельчение материала от подошвы к кровле. Осадки этого возраста изучались нами наиболее детально в устье р. Тихангоу. Здесь на сильно выветрелых коренных породах залегают глинистые галечники, переходящие вверх по разрезу в пески с прослоями суглинков и алевритов. В спорово-пыльцевых спектрах, полученных из этой пачки отложений, наблюдается преобладание пыльцы *Picea* (45—50%), *Abies* (10—20%), *Alnus* (4—10%), *Betula* (до 20%). Эти спектры (на основании сопоставления их с подобными спектрами из опорных разрезов Южного Приморья) позволяют отнести время накопления верхней части пачки аллювия к концу второй теплой фазы верхнего плейстоцена. Анализ диатомовой флоры, проведенный Е.И. Царько для разреза в устье р. Рисовка, показал, что накопление осадков происходило в устье реки, подтопленном морем (Троицкая и др., 1971). Общая мощность пачки континентальных отложений в переуглубленных долинах колеблется от 10—12 до 40—45 м; пачка вскрывается при бурении.

Голоценовые отложения. На континентальных отложениях нижнего (?)–верхнего плейстоцена с размывом и стратиграфическим перерывом залегают морские осадки, возраст которых повсеместно устанавливается как голоценовый. Эти отложения выполняют предголоценовые врезы в устье рек, амплитуда которых меняется в соответствии с уклоном предустьевых участков и порядком водотоков, составляя для крупных рек 40–50 м с уменьшением в долинах малых рек до 5–7 м. Морские и аллювиально–лагунные отложения голоцена подразделяются на четыре пачки, каждая из которых имеет свой определенный спорово–пыльцевой комплекс, соответствующий фазам по М.И. Нейштадту (1954).

Древнеголоценовые отложения (Q_{IV}^1) вскрыты в наиболее глубоких эрозионных врезях бухт. Они представлены песками с галькой и илами. Мощность осадков этого возраста не превышает 6 м, залегают они ниже современного уровня на 45–50 м с размывом на верхнечетвертичных аллювиальных галечниках. Древнеголоценовый возраст этой пачки осадков установлен на основании комплекса, соответствующего фазе мелколиственных лесов с кустарниковыми видами берез (*Betula exilis* – 5%; *B. middendorffii* – 5%). В качестве особенности древнеголоценовых отложений отмечается большая обогащенность тяжелой фракции в сравнении с вышележащими морскими осадками раннего голоцена.

Раннеголоценовые отложения известны в устьях крупных рек, где они встречены в интервале глубин 35–40 м и представлены аллювиальными или аллювиально–морскими тонкозернистыми осадками. Морские осадки раннего голоцена встречены в Японском море, где они фиксируют древнюю береговую линию на глубине 40–45 м (бухта Малая Тихая). Здесь лагунные илы латерально замещаются пляжевыми песками с галькой. Из лагунных осадков получен богатый спорово–пыльцевой комплекс с пылью умеренно теплолюбивых пород (преимущественно за счет пыльцы *Ulmus*). Генезис этой пачки осадков как аллювиально–лагунный достаточно четко доказывается сменой снизу вверх по разрезу пресноводного комплекса диатомей солоноватоводным и морским. Встреченные в пачке илов *Aloidis amurensis* Schr. *Muskulus* sp. обычно обитают в опресненных, солоноватых водах приморских лагун (Жадин, 1952).

Среднеголоценовые отложения (Q_{IV}^3) представлены в прибрежной зоне Приморья преимущественно морскими илами, накоплению которых соответствует широкое распространение *Quercus mongolica* с примесью широколиственных пород *Juglans manshurica*, *Carpinus cordata*, *Corylus*, *Tilia*, *Phellodendron* и др. В среднеголоценовых спектрах постоянно присутствует пыльца *Q. denticata*, современный ареал которого ограничивается самым югом Приморья. Время накопления среднеголоценовых илов соответствует атлантической и суббореальной фазам по схеме Блитта–Сернандера (Нейштадт, 1965).

Среди отложений среднего голоцена в большом количестве обнаружена микрофауна (Соловьев, 1963). В среднеголоценовых отложениях бухты Сяудеми нами обнаружен богатый комплекс макрофауны. Здесь в толще песков и илов, по заключению Г.А. Евсеева, встречены *Grassiotreagigas* Thunberg, *Mya* (*Arenomya*) *arenaria* Jay, *Macoma calcarea* (Gumelin), *Anisocorbula venusta* (Gould.), *Littorina squalida* Broderip, *Venerupus* sp. Этот комплекс соответствует максимуму среднеголоценовой трансгрессии, когда произошло частичное затопление лагун морскими водами. Ниже по разрезу в среднеголоценовых илах устья р. Сяудеми наблюдается макро– и микрофауна, которая указывает на пониженную соленость вод приустьевых водоемов. Комплекс фораминифер, определенный Т.С. Троицкой для нижней части разреза в устье р. Сяудеми, указывает на соленость около 20%. Неоднократное уменьшение солености вод в приустьевой лагуне (до 2–5%) установлено для устья р. Рисовка по результатам анализа фораминифер и текамеб. На это же указывают и обнаруженные здесь экологически–смешанные комплексы диатомей.

Мощность осадков среднего голоцена меняется от 7 м (устье р. Рисовка) до 30–32 м (устье р. Киевка). В долинах малых рек наблюдаются только осад–

ки среднего голоцена, залегающие с разрывом на аллювиальных отложениях верхнего плейстоцена или коренных породах. В наиболее крупных долинах (рек Киевка, Партизанская) осадки среднего голоцена образуют практически непрерывный разрез с отложениями древнего и раннего голоцена.

Верхнеголоценовые отложения (Q_{IV}^1). К концу среднего голоцена трансгрессия сменилась регрессией с амплитудой до 5 м. Это событие и определяет распределение верхнеголоценовых отложений в прибрежной зоне. Они встречаются в кровле низкой морской террасы и слагают уровни высокой и низкой пойм, "маршевую" террасу, пляжи и аллювиальные дельты. Для спорово-пыльцевых комплексов, полученных из кровли морской террасы, характерно обеднение спектра за счет выпадения таких термофилов, как *Juglans*, *Ulmus*, *Phellodendron*. В спектрах наблюдается преобладание пыльцы *Pinus koraiensis* (до 30%) и появляется пыльца *P. ritula* (1-3%). Эти спектры, видимо, соответствуют похолоданию на верхней границе суббореальной фазы. Похолодание во времени совпало с верхнеголоценовой регрессией Японского моря. В целом регрессия привела к незначительному сокращению площадей морского осадконакопления.

В крупных речных долинах побережья наблюдаются только 2,5-6-метровая морская терраса, высокая и низкая поймы. 3-метровая терраса наблюдается в устьях всех крупных рек, впадающих в Японское море, она является I надпойменной. За пределами ингрессионной зоны подпруживания эта терраса сливается с высокой поймой, а непосредственно вблизи моря фациально замещается морской террасой, сложенной грубообломочными пляжевыми накоплениями. Высота морской террасы колеблется от 2,5 до 6 м и тесно увязывается с гидродинамическим режимом прибрежной зоны.

Коры выветривания в прибрежной зоне Приморья встречаются на различных геоморфологических уровнях и приурочены к разным типам пород (гранитам, габбро, габбро-диоритам, эффузивам, осадочным породам). Мощности кор выветривания колеблется от нескольких метров до 60 м. Наиболее полные разрезы обнаруживаются под покровами базальтов шуфанской свиты. Коры выветривания этого района подразделяются на реликтовые и формирующиеся. Среди реликтовых выделяются погребенные и экспонированные коры. Реликтовые коры по составу являются преимущественно каолиновыми. Погребенные коры выветривания наблюдаются под древними (миоценовыми и плиоценовыми) и четвертичными отложениями. Погребенные коры выветривания тяготеют к бортам палеодолин. Так, у мыса Поворотного кора выветривания приурочена к плиоценовому педименту по восточному борту палеодолины р. Партизанская, перекрытой базальтами шуфанской свиты. Мощные погребенные коры выветривания известны под аллювиальными и морскими четвертичными осадками в Хасанской мульде, Майхинской впадине, бухте Врангеля. Обычно коры выветривания здесь сильно размыты или только сохранились вдоль линейных разломных зон (р. Киевка).

Экспонированные коры выветривания в прибрежной зоне приурочены к поверхностям придолинных и околodeпрессионных педиментов, базальтовых плато. По составу эти коры являются каолиновыми (белоцветные) и каолин-монтмориллонитовыми (красноцветные). Не исключено, что каолиновые коры, обычно весьма мощные (до 60 м), по возрасту являются доплиоценовыми. По В.А. Ташилкину (1969), наиболее мощные коры выветривания, развитые на юрских, меловых и палеогеновых породах, сформировались в миоцене. Переработка современными водотоками экспонированных кор выветривания ведет к возникновению в прибрежной зоне ложковых россыпей золота и касситерита.

Плиоценовые педименты с экспонированными корами выветривания отчетливо связаны с современной речной сетью побережья: наблюдается явный наклон горизонтов коры в сторону современных долин (рис. 1). Поэтому у входных мысов на уровне моря обычно обнажаются слабо измененные коренные породы, вверх переходящие в выветрелые.

Погружение коры выветривания в направлении речных долин приводит к тому, что в центральной части бухт на урезе воды в основании плиоценовых пе-

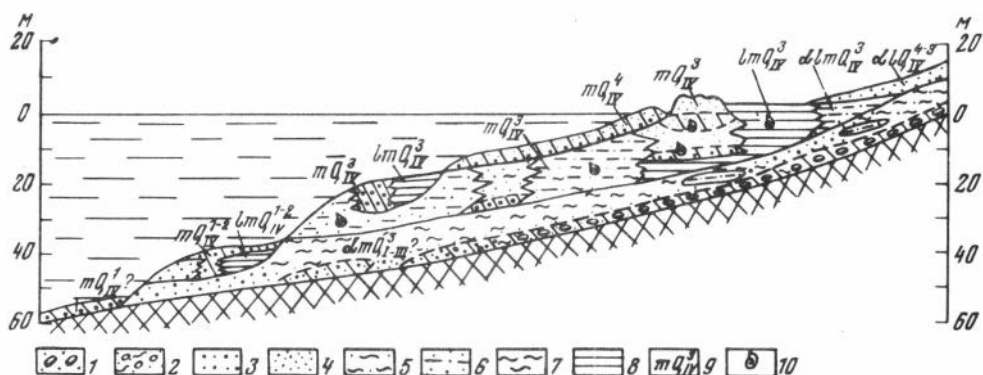


Рис. 2. Схема строения четвертичных отложений на шельфе Японского моря.

1 - валуны в глинистом песке; 2 - гальки в глинистом песке; 3 - песок с гравием; 4 - песок; 5 - глинистый песок; 6 - алевроит с песком; 7 - суглинки; 8 - алевроиты (лагунные илы); 9 - индекс возраста и генезиса осадков; 10 - морская фауна

диментов обнажаются обычно сильно выветрелые породы. В связи с этим максимальное обогащение тяжелой фракцией прибрежных осадков совпадает с местами подрезания морем плиоценовых придолинных педиментов. Формирующиеся в настоящее время коры выветривания ввиду их малой роли в россыпеобразовании здесь не рассматриваются.

Особенности площадного распространения разновозрастных кор выветривания позволяют рассматривать прибрежную зону Южного Приморья как переходную от области устойчивого воздымания (Сихотэ-Алинь) к области устойчивого осадконакопления (впадина Японского моря). Отметим, что площадь распространения кор выветривания в эпоху, предшествующую голоценовой трансгрессии, была более значительной, чем сейчас, так как на побережье ныне сохранилась лишь шовная часть плиоценовой полигенетической поверхности выравнивания. Разрушение морем кор выветривания рассматривается как один из важных источников россыпеобразования.

Колебания уровня Японского моря в верхнем кайнозое, связанные с тектоническими движениями прибрежной зоны и периодическими гляциоэвстатическими изменениями, привели в конечном итоге к возникновению ряда погруженных береговых линий (рис. 2).

Как уже отмечалось, в плиоцене береговая линия Японского моря располагалась у края материкового шельфа. Ранее автор (Короткий, 1970) предполагал, что ей соответствует "Приморский галечниковый пояс", выделенный Е.Д. Гершановичем на глубинах 110-130 м (Скорнякова, 1961). Сопоставление геоморфологического положения этого уровня с выходами плиоценовых галечников на побережье, сопровождавшееся расчетом возможной формы продольных профилей плиоценовых рек, позволяет сделать предварительный вывод, что уровень Японского моря в момент аккумуляции галечников суифунской свиты был близок к современному. Поэтому 110-метровая погруженная береговая линия ныне нами рассматривается как более молодая и предположительно соответствующая послеплиоценовому эрозионному врезу.

На шельфе Японского моря известны и другие подводные береговые линии, выраженные в рельефе дна как ступени с уклонами около 0,001-0,005 м/м. Эти подводные линии рассматриваются как верхнечетвертичные и голоценовые (Медведев и др., 1961; Соловьев, 1963). Изучение осадков одной из таких линий на глубине 40-51 м в бухте Малая Тихая позволило доказать ее раннеголоценовый возраст. Фациальная смена осадков от лагунных илов до пляжевых песков свидетельствует о формировании этой линии во время трансгрессии моря. В бухте Неприметной, по данным К.В. Яблокова и Г.А. Евсеева, погру-

женные береговые линии с аналогичным расположением фаций выявлены на глубинах 30 и 52 м. Возраст этих линий, вероятно, голоценовый.

На дне зал. Петра Великого в интервале глубин 10–20 м известны аккумулятивные образования, которые ранее существовали как пересыли (Медведев и др., 1961). Данные об этой береговой линии подтверждаются нашими работами близ устья р. Киевка, где на глубине 18 м под современными песками с галькой вскрыты среднеголоценовые лагунные осадки.

У берегов Южного Приморья разными исследователями установлены следы погружения береговых линий на глубинах 110–120, 52–60, 42–48, 30–35, 10–20 м. Наблюдается одна поднятая береговая линия, соответствующая максимуму трансгрессии (3–6 м), сформировавшаяся в начале верхнего голоцена. Все они, кроме "Приморского галечникового пояса", соответствуют трансгрессивной фазе аккумуляции на шельфе Японского моря, которая вполне объяснима тектоническим погружением территории. Естественно, что в результате такой крупной трансгрессии следы предыдущих более низких регрессивных стояний уровня Японского моря на шельфе уничтожены.

Косвенные доказательства предголоценового понижения уровня Японского моря были обнаружены при детальном изучении разрезов четвертичных отложений в долинах южноприморских рек. Следы этой регрессии, по нашему мнению, являются: 1) стратиграфические перерывы в изученных разрезах; 2) литолого-фациальное изменение осадков, выражающееся в четком контакте аллювиальных и морских осадков; 3) фиксируемые на этой основе эрозионные врезы с амплитудой до 45 м. Амплитуда предголоценового вреза находится в тесной связи с порядком водотоков, составляя в долинах мелких рек 7–20 м, увеличиваясь в долинах крупных рек до 45 м. Соответственно с увеличением амплитуды эрозионного вреза уменьшается размах стратиграфического перерыва.

Отсутствие в переуглубленных долинах осадков, соответствующих верхнеплейстоценовым похолоданиям, заставляет нас предполагать, что в то время было снижение уровня Японского моря, вызвавшее эрозионное расчленение аллювиально-лагунных равнин.

Таким образом, палинологическое и литолого-фациальное изучение разрезов в речных долинах прибрежной зоны Южного Приморья позволяют сделать вывод о синхронности теплых климатических фаз верхнего плейстоцена и голоцена периодам повышения уровня Японского моря. Максимуму похолоданий в верхнем плейстоцене соответствуют перерыв в осадконакоплении и эрозионные врезы, видимо, вызванные регрессией Японского моря. Во время фаз трансгрессии происходило подтопление речных долин, приведшее к интенсивной аккумуляции и заболачиванию долин. Поэтому условия для формирования россыпей были неблагоприятны, что доказано изучением трансгрессивных аллювиально-лагунных и морских осадков в бухте Руднева, зал. Восток, долине р. Киевка. В речных долинах большой интерес представляют осадки регрессивных фаз, когда происходил преимущественный транзит и накопление в приплотиковой зоне полезного компонента.

Изучение истории гидрографической сети позволяет проследить распределение речных долин на юге Приморья и учесть что оно лишь частично контролируется существующим уклоном поверхности от главного водораздела Сихотэ-Алиния в сторону Японского моря. Чаще всего магистральные долины здесь или приурочены к наложенным кайнозойским впадинам и зонам относительного погружения, или совпадают с крупными разрывными нарушениями (Граменицкая, 1965).

К верхнему миоцену на побережье Приморья оформилось в основном близкое к современному плановое распределение речных бассейнов и направлений сноса обломочного материала. Однако контуры и размеры водосборов отличались от современных в связи с иным положением береговой линии Японского моря. Можно предположить, что большинство рек побережья к востоку от мыса Поворотного в связи с сужением размеров шельфовой ступени различия в размерах современных и древних рек не были столь значительны, как и в зал. Петра Великого.

В раннеплиоценовое время аллювиально-озерные равнины побережья были втянуты в кратковременное поднятие, о чем свидетельствуют врезанные в миоценовые отложения речные долины. Амплитуда вреза для крупнопорядковых долин составляла около 80 м, для низкопорядковых – около 40 м. Последовавшее затем накопление аллювиальных галечников суйфунской свиты сопровождалось резким по сравнению с верхним миоценом расширением площадей седиментации. Эрозионное расчленение прибрежной территории, начавшееся после эпохи аккумуляции плиоценовых галечников и излияния базальтов шуфанской свиты, видимо, охватило и нижний плейстоцен. В результате этого процесса плиоценовый аккумулятивно-денудационный уровень был расчленен глубоко врезанными речными долинами. Амплитуда послеплиоценового вреза колеблется в пределах 50–110 м и находится в прямой зависимости от порядка водотоков, составляя для долин II–IV порядков 50–70 м, а для крупных рек – 80–110 м. Эрозионное расчленение испытали аккумулятивно-денудационные равнины не только прибрежной зоны, но и внутригорных и межгорных впадин Приморья (Денисов, 1965; Николаева, 1966; Короткий, 1970). В целом значительная амплитуда послешуфанского вреза объясняется нами как суммарный эффект тектонического подъема Сихотэ-Алиня, наращивания абсолютных высот рельефа в районах излияния базальтов и регрессии Мирового океана (Короткий, 1970).

По нашему мнению, со среднего плейстоцена зона побережья снова испытывала тектоническое погружение, которое привело к наступанию Японского моря на материк. Этот процесс сопровождался, с одной стороны, глубоким проникновением морских вод в крупные речные долины, с другой стороны – интенсивной абразией побережья. Поэтому в морфологии современного побережья сочетаются одновременно как признаки регионального погружения окраины материка, так и синхронное этому эрозионное расчленение побережья. Последнее следует, видимо, рассматривать как геоморфологический эффект интенсивной абразии побережья, когда значительное сокращение длин низкопорядковых водотоков привело к увеличению крутизны их продольных профилей. Процесс восстановления равновесной формы продольного профиля обусловил формирование локальных речных террас в низкопорядковых долинах. В силу этого высота локальных террас при равной интенсивности абразии находится в обратной зависимости с порядком водотока и в прямой – с крутизной продольного профиля.

Можно рассчитать общую мощность рыхлых отложений в долине и затем на основе этого восстановить положения подошвы погребенного аллювия. Для этой цели используется уравнение параболы n -й степени (Иванов, 1951) с последующим расчетом общей формы продольного профиля реки по трем известным точкам. Этот способ был проверен на примере современных речных долин Приморья и дал хорошую сходимость теоретически рассчитанных и реальных продольных профилей рек (Короткий, 1970).

В конечном итоге именно условия перемещения обломочного материала в системе береговой склон – волноприбойная зона – подводный склон (при наличии источника полезного компонента) определяют возможность возникновения прибрежно-морской россыпи, а зависят эти условия от морфологии и литодинамики прибрежной зоны. Сложность этого процесса приводит к тому, что тяжелые концентраты испытывают дифференциацию в массе рыхлых отложений и накапливаются в верхней части пляжа, на гребнях подводных валов, на границе бенча и подводной аккумулятивной террасы, на концах кос (Невесский и Щербаков, 1960 г.; Зенкович, 1962). Оценка возможностей формирования россыпи должна учитывать не столько морфодинамическую обстановку в современном ее виде, сколько ее эволюцию в историческом плане.

По характеру эволюции береговая линия Южного Приморья подразделяется на два участка. Первый из них (от устья р. Туманная до мыса Оларовского) отличается сложным расчленением береговой линии в сторону суши. Тектоническое погружение территории и гляциозвстатическое поднятие уровня Японского моря сопровождалось здесь глубоким проникновением морских вод в магистральные долины. Крупные континентальные выступы, являющиеся водоразделами между магистральными долинами и, как правило, совпадающие с антиклинальными

структурами (Муравьевский, Тафуинский, Партизанско-Киевский антиклинории), в ходе трансгрессии подвергались абразии. Темпы последней отставали от интенсивности ингрессии. В сумме эти процессы на фоне общего погружения как депрессионных зон, так и древних антиклинальных структур привели к возникновению рiasового типа берега.

Второй участок прибрежной зоны Южного Приморья (к северу от мыса Оларовского) отличается прямолинейностью очертаний современного берега и окраины шельфа. Здесь направление береговой линии совпадает с простираем основных складчатых структур и элементов разрывной тектоники Сихотэ-Алиня. Речные долины асимметричного восточного склона Сихотэ-Алиня отличаются достаточно крутым падением русла вплоть до устья. Поэтому море проникло здесь в речные долины неглубоко. Основным берегоформирующим фактором явилась морская абразия, приведшая к возникновению абразионно-бухтового берега с крутым подводным склоном.

Быстрое поднятие уровня моря в среднем голоцене привело к возникновению как на первом, так и на втором участке побережья Южного Приморья значительных по протяженности абразионных берегов, узкого бенча с непропусками у входных мысов с быстрым нарастанием глубин на подводном склоне (Медведев и др., 1961). Это создало неблагоприятную обстановку для существования протяженного вдольберегового потока наносов. Как показывает изучение минералогического состава пляжевых отложений, потоки наносов в каждой бухте существуют локально, а их формирование происходит в основном за счет местных источников. Роль аллювия в питании вдольберегового потока наносов для разных бухт неодинакова. В бухтах, возникших в долинах малых рек с более крутым падением русла, формирование отложений волноприбойной зоны происходило как за счет продуктов абразии коренных пород, так и за счет аллювия.

Характерно, что отложения этих малых долин, особенно на участке от устья р.Туманной до мыса Оларовского, возникли в результате разрушения сильно выветрелых пород или кор выветривания. Поэтому с малыми долинами этого рода связаны в Южном приморье россыпи касситерита, который мало разрушается при выветривании, но быстро истирается при перемещении крупным водотоком (Кухаренко, 1968).

Так как малые бухты, связанные с низкопорядковой речной сетью, отличаются обычно большой крутизной подводного склона, то здесь наблюдается быстрый уход осадков из волноприбойной зоны на большие глубины. В связи с этим здесь сохраняются условия для развития абразии и формирования подводной абразионной платформы, краевая часть которой, по В.П. Зенковичу (1962), является участком концентрации тяжелой фракции и должна быть рекомендована как объект поисковых работ на шельфе (например, в бухте Бол.Рисовка).

Изучение тяжелых осадков среднеголоценовой террасы показало их слабую насыщенность тяжелой фракцией. Это связано, по нашему мнению, с усиленной аккумуляцией в бухтах продуктов абразии коренных пород. Подобное разубоживание рыхлых отложений наблюдается на современных пляжах с ускоренной поперечной подачей песка в сторону берега и минимальным приносом грубого аллювия в волноприбойную зону (бухта Малая Тихая).

Геоморфологическую обстановку на берегах Южного Приморья осложнила верхнеголоценовая регрессия, в результате чего на многих участках побережья возникли поднятия бенчи и замедлилась абразия коренных берегов (Медведев и др., 1961). Все это в совокупности со слабым поступлением аллювия привело к дефициту наносов в волноприбойной зоне и к частичному разрушению аккумулятивных форм в бухтах.

Но в общем пляжевые отложения среднего и верхнего голоцена характеризуются слабой насыщенностью тяжелой фракцией. Это связано с ускоренной аккумуляцией обломочного материала на участках локальных потоков наносов и малым сроком существования аккумулятивных форм. Максимальное содержание тяжелой фракции, по В.П. Зенковичу (1962), приурочено к неоднократно перестраивающимся формам на путях транзита обломочного материала. В современной волноприбойной зоне Южного Приморья подобные условия наблюдаются лишь

на отдельных участках аккумулятивно-выровненного (Хасанское взморье) и абразионно-выровненного типов берега.

Этот факт, однако, не исключает возможности существования крупных вдоль-береговых потоков наносов при более низком, чем современный, уровне Японского моря. В такие эпохи происходил усиленный вынос грубообломочного аллювия в зону древних пляжей, формировавшихся на абразионных платформах значительной ширины. Он осуществлялся реками, имевшими большие уклоны в устьях, чем современные реки (Короткий, 1970). Это в совокупности с меньшей расчлененностью береговой линии предопределяло в эпохи стабилизации уровня Японского моря возникновение протяженных потоков наносов и более быструю их дифференциацию, а следовательно, создавало благоприятные условия для формирования прибрежно-морских осадков на шельфе (см. рис. 2). Данный вывод следует оценивать лишь как предположение (поскольку еще не произведено детального изучения погребенных осадков на соответствующих глубинах).

ЛИТЕРАТУРА

- Анерт Э.Э. Богатство недр Дальнего Востока. Акц.об-во "Книжное дело". Хабаровск-Владивосток, 1928.
- Берсенев И.И. Основные черты геологического строения и верхнемеловая и кайнозойская история геологического развития Южного Приморья. Автореф. канд. дисс. М., 1956.
- Берсенев И.И. Основные черты тектоники Приморского края. - В кн.: Геол. и металлоген. Тихоокеанского рудного пояса". М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Воларович Г.П. Закономерности размещения золотоносности в Приморье. - Труды Ин-та ЦНИГРИ, вып. 50, 1962.
- Граменицкая Н.А. Рисунок речной сети как возможный показатель тектонической обусловленности заложения речных долин. - В сб.: Вопросы морфометрии, вып. 2, Изд-во Саратовск. ун-та, 1965.
- Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Японского и Охотского морей. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970.
- Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1968.
- Медведев В.С., Долотов Ю.С., Шербаков Ф.А. Некоторые черты строения и развития берегов Южного Приморья. - Труды Ин-та океанол. АН СССР, 1961, т.48.
- Нейштадт М.И. История растительности покрова СССР в голоцене по данным спорово-пыльцевому анализу. - Вопросы ботаники, 1954, т. 2.
- Нейштадт М.И. О методах изучения голоценовых отложений и применимой терминологии. - В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М., "Наука", 1965.
- Никонова Р.И. Поверхности выравнивания рельефа южного Приморья. М., "Наука", 1966.
- Октябрьский Р.А. Петрология палеозойских интрузивных базитов Южного Приморья. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1971.
- Радкевич Е.А. Металлогенические зоны Приморья и особенности их развития. - Труды ИГЕМ, 1956, вып. 3.
- Скорнякова Н.С. Донные осадки. - В кн.: Осн. черты геол. и гидрол. Япон. моря. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Соловьев В.В. Морские четвертичные отложения Приморского края. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 20.
- Тащилкин В.А. Кобы выветривания Приморья. Автореф. канд.дисс. М., 1969.
- Шипулин Ф.К. Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения. - Труды ИГЕМ, 1957, вып. 8.

ЕСТЬ ЛИ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СИХОТЭ-АЛИНЯ ПОВЕРХНОСТИ БАЗИСНОГО ДЕНУДАЦИОННОГО ВЫРАВНИВАНИЯ?

Существуют две точки зрения по вопросу о выравнивании Сихотэ-Алиня (в том числе его восточного склона). Одни считают, что в конце мезозоя – кайнозойе здесь было несколько эпох базисного денудационного выравнивания, зафиксированных поверхностями выравнивания (или их реликтами) с корами выветривания (или без них) и с коррелятными осадками (Ганешин, 1957; Шевченко, 1965; Власов, 1967; Лебедев, 1970 и др.). Иной точки зрения придерживается Г.И. Худяков (1965, 1966 и др.), который впервые высказал мнение, что на юге Дальнего Востока в это время не было сплошного денудационного выравнивания рельефа.

Восстановление геолого-геоморфологической истории развития восточного склона Сихотэ-Алиня приводит автора к выводу, что наблюдающиеся здесь выровненные поверхности (иногда охарактеризованные корами выветривания) по генезису являются первичными, т.е. изначально ровными после выхода их из-под уровня моря, а не вторичными, возникшими при денудационном базисном выравнивании горного рельефа в течение позднего мела – кайнозоя.

Коррелятные породы. Одним из методических приемов, позволяющих определять возраст отдельных поверхностей выравнивания, является анализ парагенетического ряда таких поверхностей и связанных с ними коррелятных отложений (Мешеряков, 1960, 1965). К последним обычно относятся гипергенные коры выветривания и сопряженные с ними отложения устойчиво прогибавшихся впадин.

Для выяснения истории развития Сихотэ-Алиня и разрешения дискуссии об эпохах выравнивания большую помощь оказывает анализ не только коррелятных отложений, выполняющих внутригорные впадины (рис. 1), но и непосредственно слагающих морфоструктуры разновозрастных им геологических тел (Худяков, 1970). Г.И. Худяков полагает, что коррелятными рельефу горными породами следует считать те, которые формировались одновременно с морфоструктурами и морфоскульптурами и которые либо слагают их, либо пространственно и генетически сопряжены с ними.

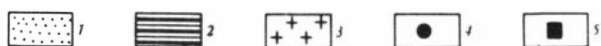
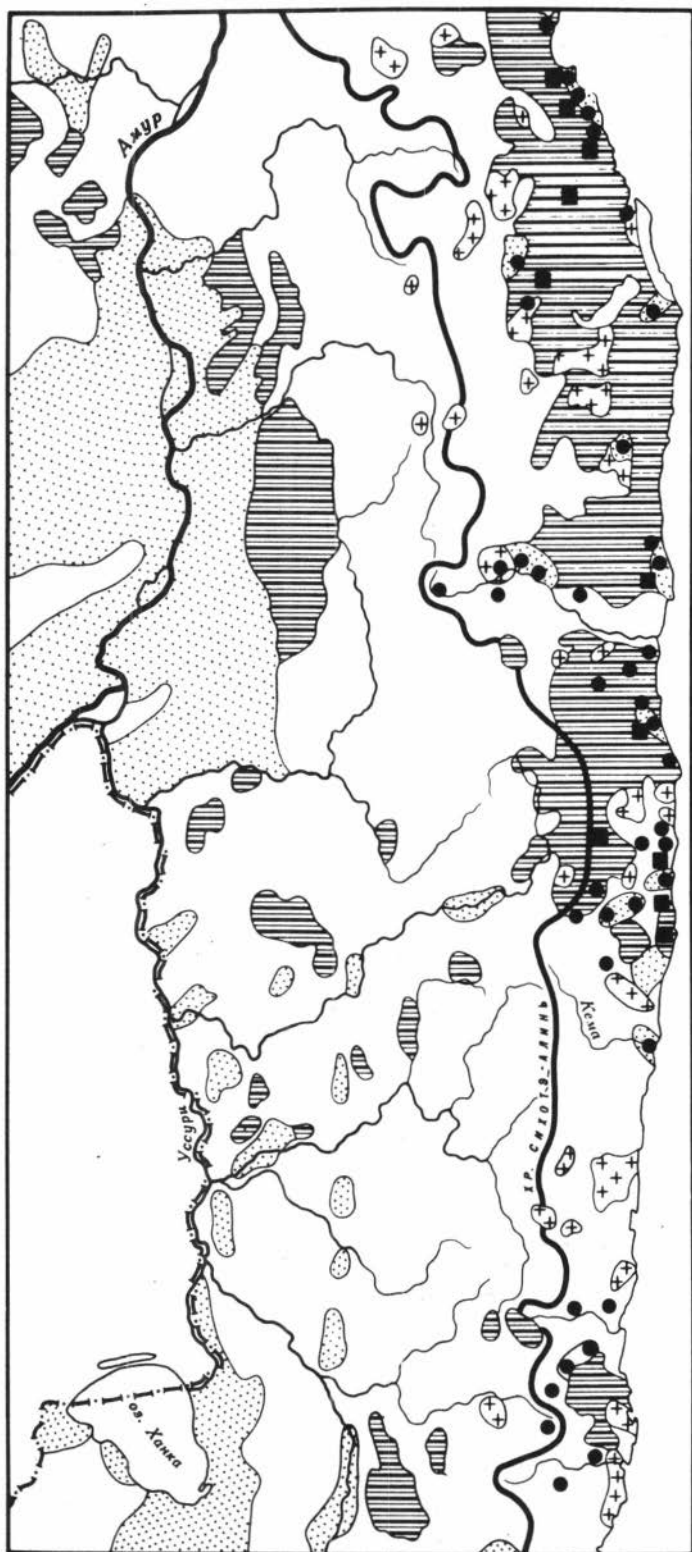
Последними работами С.А. Салуна (1969), А.Г. Аблаева (1970) и других установлено, что в некоторых районах восточного склона Сихотэ-Алиня уже с сантона происходило континентальное осадконакопление. Мощности изученных верхнемеловых (сантон-датских) туфогенно-осадочных отложений относительно невелики – около 100–200 м, в единичных случаях достигают 400 м. Представлены они в большинстве изученных разрезов мелкозернистыми, иногда угленосными разностями: туфогенными аргиллитами, алевролитами, песчаниками; менее развиты туфы, конгломераты, конгломератовидные песчаники, диатомиты. С санона на всей территории восточного склона установился континентальный режим. Известные к настоящему времени выходы верхнемеловых туфогенно-осадочных пород располагаются в основном от середины восточного склона до водораздельной линии.

Наряду с осадконакоплением в верхнемеловое время здесь повсеместно происходила интенсивная магматическая деятельность: внедрение интрузий (та-тибинская, бачелазская и приморская серии), излияния эффузивов и извержения пирокластических пород (ольгинская серия, винская толща и ее аналоги, самаргинская свита). Климат в эту эпоху был умеренно теплым (Аблаев, 1970).

В течение палеогенового времени обстановка осадконакопления несколько изменилась. Более четко оформился перекося в сторону Японского моря. Наибольшие мощности осадков на восточном склоне (до 400–450 м), как правило, характерны для прибрежных участков прогибания (реки Тадуши, Максимовка, Амгу). Однако они в общем значительно меньше, чем на западном склоне (до 1000–1200 м). Осадконакопление на восточном склоне происходило в

Рис. 1. Карта выходов верхнемеловых-палеоген-неогеновых континентальных туфо-осадочных отложений, туфоэффузивных пород и местонахождений кор выветривания.

- 1 - кайнозойские впадины;
- 2 - туфо-эффузивные породы (Kz);
- 3 - гранитоиды (Cg₂ - Pgr);
- 4 - опорные разрезы;
- 5 - гипергенные коры выветривания.



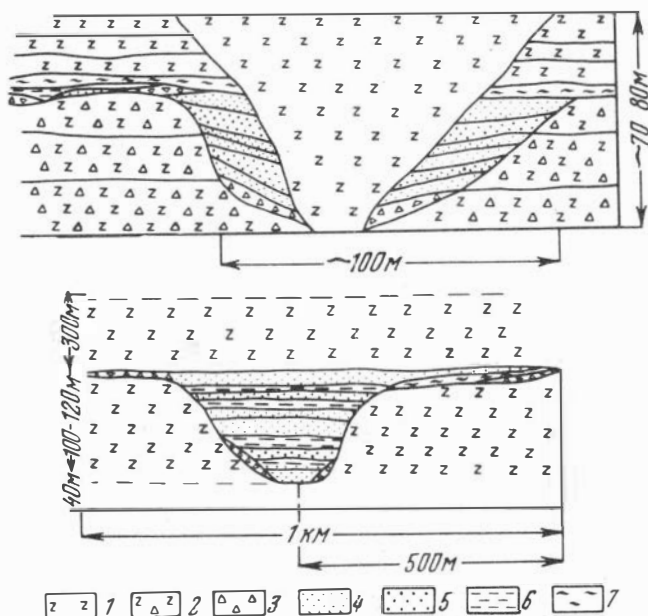


Рис. 2. Разрезы погребенных эоценовых долин (разрезы от уровня моря). I – южнее бух. Чумыя–Дуа; II – 1,5 км южнее пади Широкой (севернее р. Сайон);

1 – базальты кузнецовской свиты (эоцен–олигоцен) и самаргинские андезиты (верхний мел); 2 – их агломератовые туфы; 3 – брекчии; 4 – песчаники, алевролиты; 5 – гравелиты; 6 – туфодиадомиты; 7 – кора выветривания.

разрозненных небольших впадинах, выраженных в виде широких долин с мелкими озерными котловинами. О разрозненности впадин, в частности, свидетельствуют горизонты брекчий и щебней в бортах и на днищах ряда впадин (р. Ункуле, верховье р. Улунга, бухта Сизиман, мыс Сюркум, бухта Чумыя–Дуа, падь Широкая; (рис. 2). Представлены отложения “недоразвитой” угленосной моласоидной формацией: часто туфогенными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и углисто–глинистыми сланцами с прослоями и линзами бурых углей. Нередко присутствуют брекчии, горизонты щебней. Окатанность обломочного материала различная – от нулевой до хорошей. На водоразделах II порядка (главные отроги хр. Сихотэ–Алинь) туфогенно–осадочные породы отсутствуют. В настоящее время кровля рассматриваемых отложений располагается иногда на 200–250 м выше уровня современных речных долин.

В течение палеогена на восточном склоне происходил наряду с осадконакоплением, очевидно, и транзит больших объемов обломочного материала в сторону Японского моря, о чем свидетельствует характер распределения мощностей палеогеновых отложений. Одновременно с накоплением и транзитом обломочного материала продолжалась с небольшими перерывами интенсивная вулканическая деятельность (нижнепалеогеновые интрузии; палеоцен–олигоценовые эффузивы и пирокласты богопольской, кузнецовской, суворовской, брусиловской и кхунцинской свит).

В неогене площади осадконакопления сократились. Условно датированные миоценом туфогенно–осадочные отложения мощностью до 100–150 м известны в двух пунктах: примерно в среднем течении рек Ботчи и Самарга (впрочем, разрезы палеогеновых отложений еще слабо обоснованы палеоботанически и часть из них, возможно, в дальнейшем будет отнесена к миоцену). По составу миоценовые отложения не отличаются от палеогеновых. Плиоценовые отложения

распространены строго локально, наиболее широко они развиты в прибрежной части, представлены почти везде валунниками, галечниками, песками и супесями; имеют очень малые мощности: 3–5–7 м, редко до 10–40 м. В неогене вулканическая деятельность продолжалась (излияния базальтов кизинской и совгаванской свит).

Исключительно большую роль в формировании рельефа Сихотэ–Алиня, в особенности его восточного склона, играли туфо–эффузивные образования, приводившие к перераспределению областей накопления, перестройке речной сети (см. рис. 2), увеличению абсолютных отметок и т.д. Значительным перестройкам не подвергались, вероятно, только такие водосборные бассейны, как Самаргинский.

Таким образом, даже краткий анализ геологической истории восточного склона свидетельствует об отсутствии в его развитии значительных пауз тектонической, вулканической и иной стабилизации. А, как известно, формирование поверхностей денудационного базисного выравнивания, сопровождающегося кооробразованием, происходит в условиях относительной тектонической статичности земной коры.

Прибрежная часть восточного склона находится на перегибе двух крупных морфоструктур – Сихотэ–Алинского поднятия и впадины Японского моря. Такое положение и должно было обусловить наиболее устойчивое гипсометрическое положение этой зоны. Действительно, с сенона и до настоящего времени суммарные амплитуды движений (устанавливаемые по мощностям и поведению подошвы континентальных вулканогенно–осадочных образований по отношению к современному уровню моря) едва ли превышают первые сотни метров. Береговая линия в течение палеогена, неогена и плейстоцена располагалась восточнее современной (голоценовой), так как самые различные по возрасту континентальные вулканогенно–осадочные образования кайнозоя (палеоцена, эоцена, олигоцена, миоцена плиоцена и плейстоцена) в прибрежной части срезаны морем и нередко уходят под его уровень. Пока ни в одном случае в пределах континентальной части восточного склона Сихотэ–Алиня достоверно неизвестны палеоген–плейстоценовые береговые линии. Здесь нет и морских сенон–датских, палеоген–неогеновых и плейстоценовых отложений.

Гипергенные коры выветривания. На отдельных участках все же существовали физико–географические и геолого–структурные условия, способствовавшие формированию относительно мощных гипергенных кор выветривания. Такие коры, выделенные и описанные с достаточной убедительностью, известны на восточном склоне в целом ряде пунктов (см. рис. 1).

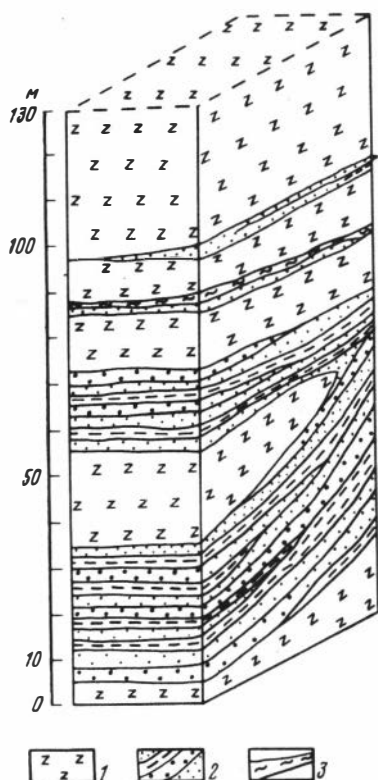
В 0,5 км севернее устья р.Сайон в береговом обрыве у моря обнажается 75–метровая толща кузнецовских базальтов (эоцен–олигоцен). В верхней части разреза одного из базальтовых потоков на абсолютной высоте около 35 м развита кора выветривания темно–красного цвета мощностью 2–4 м. Нижняя граница коры выветривания весьма неровная и нерезкая.

В 1,3 км южнее пади Широкой на андезитах самаргинской свиты (верхний мел?) залегает линза осадочных пород мощностью 1,5–2 м, представленных красноцветными туфогенными аргиллитами и алевролитами и белесоватыми песчаниками, туфодиадомитами и обломочными туфами. Перекрыта линза кузнецовскими базальтами (эоцен–олигоцен). В 70 м к югу мощность туфогенно–осадочных пород возрастает до 12 м. Здесь (снизу вверх) на андезитах залегает 20–сантиметровый слой – линза крупнообломочной брекчии, еще выше – рыхлый элювий андезитов мощностью от 2 до 7 м. Мощность всей толщи андезитов более 70 м, они уходят ниже уровня моря. Выше элювия наблюдается чередование туфогенных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Еще 400 м южнее мощность туфогенно–осадочной толщи увеличивается до 120 м. Толща состоит из переслаивающихся между собой мелкообломочных туфов, туфодиадомитов, песчаников и гравелитов. Преобладают средне– и крупнозернистые песчаники. Слоистость четкая.

В этом разрезе за кору выветривания можно принять красноцветные туфогенные аргиллиты и алевролиты и рыхлый элювий.

Рис. 3. Одновременное формирование базальтов и туфогенно-осадочных пород у м.Бозна; разрез от уровня моря.

1 - базальты; 2 - туфогенно-осадочные породы; 3 - кора выветривания.



В 5 км южнее р. Сайон в толще залегающих практически горизонтально кузнецовских базальтов и их агломератовых туфов мощностью около 200 м на разных уровнях (40, 45 и 55 м над уровнем моря) развиты три горизонта кор выветривания; мощность их резко изменяется от десятков сантиметров до 3 м; горизонты кор выветривания имеют весьма неровные подошвы и кровлю¹. В одном месте вся толща прорвана дайкой долеритов мощностью около 1 м, внедрившейся, очевидно, по сбросу: о смещении свидетельствует тот факт, что по обе стороны дайки имеется разное количество кор (к северу - две, а к югу - три).

В одном из разрезов у мыса Бозн среди базальтов и агломератовых туфов базальтов общей мощностью более 100 м наблюдаются два линзовидных прослоя относительно тонкослоистых кристаллокластических и литокристаллокластических туфов базальтов, в верхней части

которых развиты коры выветривания красного цвета мощностью до 1,5-2 м. Изредка встречаются маломощные прослои мелколапиллиевых туфов (до 5-10 см), состоящих исключительно из обломков базальтов. Формирование кор выветривания, туфогенно-осадочных пород и вмещающих их базальтов происходило, следовательно, почти одновременно, как это видно еще в одном из многочисленных разрезов (рис. 3). Возраст указанных туфогенно-осадочных пород до сих пор остается неясным (несмотря на многочисленные, но разрозненные и несистематические сборы и определения макро- и микрофлоры, спор и пыльцы). По одним данным эти отложения относятся к палеогену (к эоцен-олигоцену или олигоцену; В.Г. Плахотник, Е.П. Денисов и др.), по другим - к олигоцен-миоцену и даже миоцену (С.А. Салун, М.А. Ахметьев и др.).

Коры выветривания указанных горизонтов подверглись всестороннему изучению: микроскопическому и электронно-микроскопическому, термическому и химическому анализам.

Кривая нагревания глинистого образца коры выветривания показала, что кора относится к типу монтмориллонитовой, с несколько повышенным содержанием MgO. Химический анализ пробы показывает, что действительно в результате выветривания происходило обогащение ее MgO (с 4,90 до 7,60 вес.%). Рентгеноструктурный анализ также позволяет выявить в образце сапонит - магнезиальный аналог монтмориллонита с примесью гидрослюдастого минерала и органического вещества. Анализ на Скарб и Сорг показал полное отсутствие карбонатов и содержание 0,06% Сорг

¹ Наряду с действительными корами выветривания, развитыми на базальтах и туфогенно-осадочных породах, в верхних частях туфогенно-осадочных отложений встречаются обожженные лавой горизонты, которые ложно могут быть приняты за коры выветривания.

По данным М.А. Фаворской (1956), в породах коры выветривания, развитой на базальтах и их туфах восточного склона Сихотэ-Алиня, присутствуют ферригаллуазит и гидратные железо и алюминий.

Помимо описанных локально развитых кор выветривания в толще кузнецовских базальтов (включая и прослой туфов) на восточном склоне Сихотэ-Алиня имеются локально развитые коры выветривания также на осадочных и изверженных породах разного возраста. Эти коры расположены в основном в прибрежной полосе восточного склона Сихотэ-Алиня, но отдельные выходы их удалены от побережья до 70 км. По данным В.К. Шевченко (1965), в верховье р. Худями (правый приток р.Тумнин), в 30 км западнее побережья на гранитах развит элювий, представленный вверху каолинизированными песками, переходящими вниз по разрезу в дресву и щебень. Возраст гранитов, по новейшим данным Л.И. Красного и др., нижнепалеогеновый. Перекрываются граниты кузнецовскими базальтами (эоцен-олигоцен), а по данным В.К. Шевченко - также кизинскими базальтами (нижний миоцен).

В долине р.Унукуле (правый приток р.Аджалами), в 70 км западнее побережья, примерно в середине восточного склона, на абсолютной высоте около 700 м, по данным В.К. Шевченко (1965), развита кора выветривания нижнемеловых осадочных отложений. Здесь вскрыты мелкозернистые пески (которые режутся ножом), с щебнем песчаников, с линзами и прожилками глины, с углистыми остатками растений. Спорово-пыльцевые анализы проб позволяют относить вмещающие породы к олигоцену-нижнему миоцену (Шевченко, 1965). Указанные отложения по ряду признаков (окатанность обломочного материала, присутствие углистых прослоев, наличие спор и пыльцы олигоцена-нижнего миоцена, щебней и др.) являются обычными аллювиальными или же аллювиально-делювиальными образованиями олигоцена-нижнего миоцена и никоим образом не могут приниматься за коры выветривания нижнемелового (? - Е.Д.) возраста, в том числе и за "перемещенные", как считает В.К. Шевченко. Подобные аллювиально-делювиальные отложения мощностью около 14 м описаны этим автором в долине р. Хуту на абсолютной высоте около 400 м (200 м над дном долины), в верховье р. Июли и в других местах на абсолютных высотах до 700-900 м.

В долине р. Хича, по данным А.А. Кириллова и М.Г. Золотова за 1938 г., на эффузивах тахобинской свиты (верхний мел) развита кора выветривания каолинового типа мощностью около 3 м, перекрытая базальтами.

По данным В.Г. Плахотника и А.С. Тишиной за 1962 г., на левобережье нижнего течения р.Кузнецова кора выветривания развита на кварцевых порфирах ольгинской серии (верхний мел).

Кору выветривания, развитую на кварцевых порфирах (ольгинская серия, верхний мел), описал в 1933 г. Г.М. Власов у бухты Амгу на абсолютной высоте несколько десятков метров¹.

Севернее устья р. Сайон, у южного окончания небольшого мыса Карыма на условно палеогеновых гранитах автором отмечена кора выветривания мощностью более 5 м. С поверхности и до глубины 3-5 м граниты превращены в белую рыхлую массу. На рядом расположенных кварцевых порфирах кора выветривания не обнаружена. Перекрываются граниты и кварцевые порфиры кузнецовскими базальтами. Залегает кора выветривания на абсолютной высоте около 10 м. Дресвянистые граниты в 10 км севернее р. Сайон описал в 1933 г. Г.М. Власов.

Коры выветривания повсеместно развиты на платобазальтах плиоценового возраста: Южное Приморье, западный и восточный склоны Сихотэ-Алиня, Се-

¹ Нашими исследованиями установлено, что в районах низовья р. Кузнецова и у бухты Амгу "коры выветривания", вероятнее всего, образовались за счет газовой-гидротермальной деятельности при излиянии кузнецовских базальтов (эоцен-олигоцен). Подобный генезис имеет, вероятно, и "кора выветривания", описанная А.А. Кирилловым и М.Г. Золотовым.

веро-Восточный Китай. Состав этих кор выветривания весьма разнообразный. Специальным изучением кор выветривания на базальтах Южного Приморья занимался В.В.Соловьев (1959). У ключа Казенного (правый приток р. Партизанская) состав коры, по данным этого автора, гидрослюдисто-бейделлитовый. В междуречье Партизанская и Вангоу в коре выветривания отмечаются монтмориллонит, бейделлит, галлуазит. У дер. Ивановки – выявлены монтмориллонит, гидрослюды, бейделлит и галлуазит, у Уссурийска – галлуазит, каолинит, гидрохлорит, монтмориллонит. На плато, образованном Борисовским вулканом (недалеко от Уссурийска), продукты выветривания, по нашим данным, представлены галлуазитом.

Мощность кор выветривания на плиоценовых платобазальтах вполне сопоставима с таковой на верхнемеловых и палеогеновых породах: она достигает 3–5 м. При этом глинистая и суглинистая части коры обычно имеют меньшую мощность, чем щебнисто-глыбовая ее часть.

Имеющиеся (как опубликованные – Фаворская, 1956; Чедия, 1960, и др., так и неопубликованные – Е.П. Денисов) химические анализы пород кор выветривания и свежих образцов осадочных и туфо-эффузивных образований показывают, что при образовании кор выветривания на базальтах и родственных им породах происходит вынос щелочей. В поведении остальных компонентов (исключая марганец с учетом его малых содержаний) определенной закономерности не отмечается. Один и тот же компонент в разных географических районах ведет себя по-разному при образовании коры выветривания на разновозрастных и почти одинаковых по составу породах.

Таким образом, из достоверно имеющихся кор выветривания гипергенного происхождения в пределах всего Сихотэ-Алиня и Южного Приморья только коры выветривания на плиоценовых базальтах и гранитоидах залегают на больших абсолютных высотах, до 800 м (р. Худями, Шкотовское и Шуфанское плато и др.). Абсолютная высота залегания кор выветривания на других породах не превышает обычно 100 м.

Коры выветривания на базальтах и гранитоидах разного возраста вполне могли формироваться на больших абсолютных высотах (порядка 600–800 м) в климатических условиях, даже близких к современным. Так, образованию кор выветривания на базальтах, залегающих на подобных абсолютных высотах, способствуют ровные платообразные поверхности, образуемые этими породами, пышная растительность и специфическая гидрологическая обстановка застойных вод. Поэтому образование таких кор в известной мере обусловлено структурными факторами.

Можно считать общепризнанным вывод о значительном похолодании на юге Дальнего Востока в первой половине четвертичного периода. В то же время на плиоценовых базальтах известна кора выветривания мощностью до 3–5 м. Вполне оправданным, следовательно, будет допущение, что и в этот период происходил процесс корообразования, на что раньше указывал В.В. Соловьев (1959).

Наиболее мощные коры выветривания в Приморье находятся в погребенном состоянии.

Например, в скважине на северной окраине пос. Краскино под аллювиальными отложениями р. Янчихе развит элювий позднепермских гранитов мощностью около 21 м. В верховье этой реки мощность элювия на гранитах уменьшается до 10 м. Первичная структура гранитов полностью сохраняется.

На среднепалеозойских гранитах Хорольского холмогорья также развита довольно мршная кора выветривания, местами достигающая 10–20 м; в пределах Раковской депрессии, также на среднепалеозойских гранитах, по данным А.К. Мигуты, кора достигает мощности до 50 м.

Коры выветривания образовывались на изверженных и осадочных породах разного возраста (от верхнемеловых и более древних до плиоценовых и четвертичных) и не связаны с какой-либо определенной одной, двумя или несколькими эпохами, как считают Г.М. Власов (1967), В.А. Ташилкин (1969) и др.

Состав кор выветривания самый разнообразный даже на одинаковых по составу и возрасту породах. В течение времени формирования кор выветривания

описываемая территория (восточный склон Сихотэ-Алиня) в целом характеризовалась весьма активной геологической жизнью: внедрением интрузий и многократными излияниями эффузивов и извержениями пирокластики, формированием во внутригорных впадинах (а в прилегающих районах и в межгорных) разнообломочных толщ большой мощности, дислокациями, в общем устойчивым подъемом Сихотэ-Алинского свода начиная по крайней мере с верхнего мела. Коры выветривания, как правило, приурочены к областям аккумуляции, к внутригорным очень низким участкам рельефа (исключая участки распространения платобазальтов и, возможно, других изверженных пород); они отсутствуют на породах, слагающих водораздельные пространства. Все эти факты свидетельствуют об отсутствии условий, благоприятных для формирования поверхностей выравнивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геолого-тектонических и палеогеоморфологических данных приводит к заключению о том, что гипергенное корообразование не обязательно и его не всегда нужно связывать с эпохами базисного денудационного выравнивания. На восточном склоне Сихотэ-Алиня они формировались в регионах с изначально невысокими абсолютными отметками (после выхода территории из-под уровня моря) и в условиях в общем расчлененного рельефа (Денисов, 1968; Салун, 1969). Подобное происхождение могут иметь коры выветривания и соответствующие им относительно ровные поверхности в других регионах Дальнего Востока. Автор считает, что формирование кор – процесс непрерывный при степени определенных физико-географических (и структурно-геологических) условий: благоприятного климата и гидрологического режима, пышной растительности, интенсивного физического и химического выветривания, наличия более или менее выположенных пространств и т.д. Такие условия могут быть и на больших абсолютных высотах (до 800–1000 м), но там, естественно, процесс корообразования будет идти замедленно (процессы химического выветривания на больших высотах протекают более медленно), мощности кор будут меньше (вследствие развития денудации).

ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г. Стратиграфия и позднемиоценовая флора вулканогенно-осадочных толщ восточного Сихотэ-Алиня. Автореф. канд. дисс. М.-Владивосток, 1970.
- Власов Г.М. О цикличности вулканических процессов. – В сб.: Вулканизм и геохимия его продуктов. Труды Института вулканологии, вып. 24. М., "Наука", 1967.
- Ганешин Г.С. Геоморфология Приморья. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Денисов Е.П. О формировании современного облика рельефа Южного Приморья. – В сб. Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока, т. II. Новосибирск, "Наука", 1968.
- Лебедев С.А. Локальные поверхности выравнивания в органических областях Дальнего Востока СССР. Автореф. канд. дисс. М., 1970.
- Мещеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. – В сб.: Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
- Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.
- Салун С.А. Основные черты истории геологического развития Сихотэ-Алиня и некоторых сопредельных территорий в позднем мезозое и кайнозое. – Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 7. М., "Недра", 1969.
- Соловьев В.В. Коры выветривания базальтов Южного Приморья. – Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 15, 1959.
- Ташилкин В.А. Коры выветривания Приморья. Автореф. канд. дисс. М., 1969.
- Фаворская М.А. Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. – Труды ИГЕМ, 1956, вып. 7.
- Худяков Г.И. Об основных принципах среднemasштабного геоморфологического картирования на юге Дальнего Востока. – В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965. .

- Худяков Г.И. Палеогеоморфология поверхностей выравнивания в южной части советского Дальнего Востока. – В сб.: Вопросы региональной палеогеоморфологии. Уфа, 1966.
- Худяков Г.И. О термине "морфоструктура" и морфоструктурном анализе. – В сб.: Вопросы геологии, геохимии и металлогении Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.
- Чедия О.К. Новейший вулканизм в бассейне реки Имана (средний Сихотэ-Алинь). – Труды Таджикского гос. ун-та, т. XXVIII, вып. 1, 1960.
- Шевченко В.К. К вопросу о древних денудационных поверхностях выравнивания на Северном Сихотэ-Алине. – Вестник МГУ, 1965, № 4.

Б. А. Казанский

К АНАЛИЗУ ПРОДОЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ РЕК С ПОЗИЦИЙ ВАРИАЦИОННЫХ ПРИНЦИПОВ ФИЗИКИ

(на примере рек Приамурья и Приморья)

К настоящему времени предложены различные функциональные зависимости для математической характеристики выработанного продольного профиля рек (Sternberg, 1875; Иванов, 1951; Маккавеев, 1955; Langbein, 1964; Девдариани, 1966; Бутаков, 1970). Как правило, эти зависимости представляют собой просто геометрическую аппроксимацию кривой продольного профиля без какого-либо физического обоснования, что снижает возможность использования предложенных зависимостей для геоморфологического и тектонического анализов и приводит часто к противоречащим действительности результатам (Якименко, 1970). В связи с назревшей потребностью в разработке количественной физико-математической теории экзогенных процессов (Мещеряков, 1970) своевременной будет и формулировка физико-математических критериев для теоретического обоснования уравнений выработанного продольного профиля рек, чему и посвящается настоящая работа.

Разнообразие функциональных зависимостей, предложенных для аппроксимации продольных профилей рек, говорит о том, что нет и не может быть какого-то общего уравнения для математической характеристики продольных профилей рек в любых условиях. Но тем не менее в довольно широком диапазоне изменения природных условий наблюдается определенноеобразие выработанных продольных профилей рек на больших территориях, что объясняется присущей флювиальным процессам обратной связи (King, 1970), проявляющейся в стремлении к динамическому равновесию и в способности саморегулирования (Герасимов, 1970). Это и дает возможность сформулировать критерии, которым должны удовлетворять теоретические уравнения выработанного продольного профиля рек.

Рассмотрим сначала, следуя работе В.В. Жукова и И.П. Федорова (1970), продольный профиль теоретического потока неограниченной ("бесконечной") длины, протекающего в нейтральных тектонических и однородных геоморфологических и литологических условиях. Форма продольного профиля такого потока определяется законом нарастания расхода воды (Q) в направлении течения, т.е. зависимостью $Q(l)$, где l – длина потока (в плане), отсчитываемая от истока. Если градиент расхода $dQ/dl \geq 0$ и нигде не имеет разрывов (что означает плавное нарастание расхода по течению), то продольный профиль рассматриваемой теоретической реки будет плавной вогнутой кривой с постепенным уменьшением от истока к устью уклона: $j = -dh/dl$ (h – высота точек профиля).

Первый математический критерий, которому должен удовлетворять продольный профиль такой реки, вытекает непосредственно из геоморфологических соображений:

$$l(h) \rightarrow \infty \text{ при } h \rightarrow +0, \quad (1)$$

что обозначает геоморфологически беспредельное приближение профиля "бесконечного" потока к уровню базиса эрозии, а математически – что функция, описывающая выработанный профиль реки, имеет горизонтальную асимптоту, $h = 0$. Критерию (1) не удовлетворяет большинство предложенных для математической характеристики продольных профилей функций (исключая экспоненту и гиперболу), графики которых при достаточно больших значениях l пересекают линию базиса эрозии.

Второй физико-математический критерий – критерий подобия, заключающийся в том, что при выполнении некоторых условий продольные профили рек разного порядка должны отличаться только масштабом по осям h и l , т.е. продольные профили таких рек можно совмещать при наложении за счет линейного изменения масштабов h и l . Аналогичной трансформацией масштабов, очевидно, можно из исходного профиля какой-либо реки получить ее профили последующих стадий развития реки. Математически это выражается в том, что функции, описывающие однотипные продольные профили рек различного порядка, могут быть записаны в виде

$$cl = f(bh), \quad (2)$$

т.е. зависят не более чем от двух масштабных параметров c и b . А это в свою очередь обозначает, что функция $cl = f(bh)$ является решением некоторого дифференциального уравнения второго порядка

$$l'' = g(h, l, l'), \quad (2')$$

не содержащего параметров c и b .

Второму критерию отвечают все функции, используемые для математической характеристики продольных профилей рек (Девдариани, 1966; Бутаков, 1970).

Третий физико-математический критерий может быть получен для точек продольного профиля реки, где градиент расхода воды dQ/dl терпит разрывы, т.е. где расход воды в потоке меняется скачком. Такие точки на реальных профилях соответствуют местам впадения крупных притоков и точкам фуркации; продольный профиль в таких точках имеет излом. Из физических соображений (законы сохранения) следует, что в точках излома продольного профиля, отвечающих точкам слияния отдельных потоков или точкам фуркации, должны соблюдаться условия непрерывности расхода и энергии (E), записываемые в виде

$$\sum_i Q_i|_{h+0} = Q|_{h-0} \text{ и } \sum_i E_i|_{h+0} = E|_{h-0}. \quad (3)$$

Четвертый физико-математический критерий вытекает из упомянутой ранее способности саморегулирования и стремления к динамическому равновесию: выработанный продольный профиль реки является кусочно-гладкой экстремалью (Ахиезер, 1955), т.е. линия $l(h)$ дает экстремум некоторому функционалу, характеризующему работоспособность (энергию) потока. В обозначениях, принятых в вариационном исчислении (Ахиезер, 1955; Цлаф, 1970), это записывается следующим образом:

$$J = \int F(h, l, \frac{dl}{dh}) dh = \text{extr на } l(h). \quad (4)$$

Функция $F(h, l, \frac{dl}{dh})$ удовлетворяет дифференциальному уравнению Эйлера-Лагранжа

$$F_l - \frac{d}{dh} F_{l'} = 0, \quad (5)$$

представляющему собой дифференциальное уравнение второго порядка, решением которого является функция $l(h)$.

В случае, когда экстремаль $l(h)$ дает функционалу J минимум, выполняется также условие Лежандра

$$F_{l''} > 0. \quad (6)$$

В угловых точках экстремали с высотами h должны выполняться условия Вейерштрасса–Эрдмана

$$F_{l'} \Big|_{h+0} = F_{l'} \Big|_{h-0} \quad \text{и} \quad F^{-l'} F_{l'} \Big|_{h+0} = F^{-l'} F_{l'} \Big|_{h-0}. \quad (7)$$

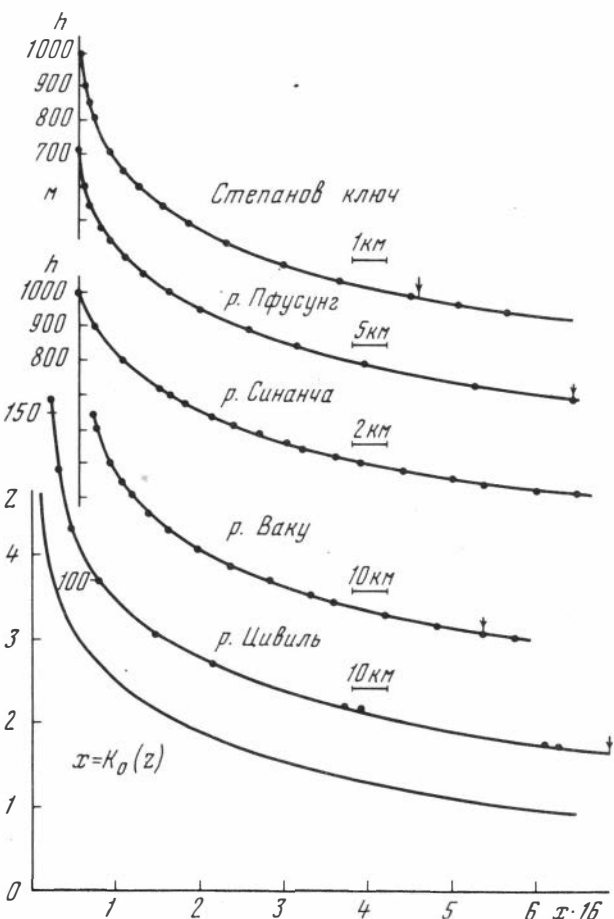
В приведенных соотношениях F с индексом обозначают, как это принято в вариационном исчислении, частные производные от подынтегральной функции F по соответствующим индексам переменным, а $l' = dl/dh$.

Поскольку всякое уравнение вида (2') является уравнением Эйлера–Лагранжа для некоторого функционала (Ахиезер, 1955), то для выработанного профиля уравнение (2') тождественно уравнению (5), а условия непрерывности (3) тождественны условиям Вейерштрасса–Эрдмана (7), которые для "ветвящейся" экстремали нужно переписать в виде

$$\sum_i F_{l'}^i \Big|_{h+0} = F_{l'} \Big|_{h-0} \quad \text{и} \quad \sum_i (F^{-l'} - l' F_{l'}^i) \Big|_{h+0} = F^{-l'} F_{l'} \Big|_{h-0}. \quad (7')$$

Здесь i – индекс суммирования.

Все вышеизложенное можно проиллюстрировать на примере выработанных продольных профилей рек Приморского и юга Хабаровского краев. Здесь реки, начиная с рек 3–4-го порядка (длиной свыше 20 км) и до самых крупных притоков р. Уссури, характеризуются однотипными выработанными профилями, удовлетворяющими критерию (2). Аппроксимация этих профилей с помощью упомянутых выше функциональных зависимостей дает плохие результаты: расхождение между аппроксимирующими кривыми и кривыми реальных профилей получается весьма существенными, но никак не связанными с геоморфологическими условиями региона.



Для математической характеристики продольных профилей рек юга Дальнего Востока очень удобной оказалась функциональная зависимость $l = cK_0(bh)$, где $K_0(h)$ – модифицированная функция Бесселя нулевого порядка (Янке и др., 1968), являющаяся своеобразным пространственным аналогом экспоненциальной функции (Джеффрис, Свирлс, 1970). График функции $x = K_0(z)$ приведен на рисунке, где изображены также продольные

Рис. 1. Примеры продольных профилей рек разного порядка и аппроксимирующей их функции $x = K_0(z)$.

профили нескольких рек Приморья различного порядка, построенные в различных горизонтальных масштабах и общем вертикальном масштабе, что позволяет все профили аппроксимировать приведенным графиком $x = K_0(z)$. Положение оси абсцисс графика $x = K_0(z)$ при наложении его на графики продольных профилей определяет высоту теоретического базиса эрозии "бесконечной" реки. Высоты, отсчитываемые от базиса эрозии, в отличие от абсолютных высот h далее будут обозначаться буквой z ; связь между теми и другими описывается выражением $z = h(h - h_0)$, где h_0 - абсолютная высота теоретического базиса эрозии.

Функциональная зависимость $x = K_0(z)$, насколько позволяют судить имеющиеся в распоряжении автора материалы по рекам других регионов Советского Союза, пригодна для математической характеристики выработанных профилей большинства рек гумидной зоны, где выполняется известное соотношение между длиной водотока и площадью водосбора $l^2 = nS$ (Маккавеев, 1955). В качестве примера типичного профиля равнинных рек Европейской части СССР на рисунке приведен профиль р. Цивиль (правый приток Волги), заимствованный из работы Г.П. Бутакова (1970), также хорошо аппроксимирующийся функцией $x = K_0(z)$.

Анализ функции $x = K_0(z)$ с позиций вариационных принципов физики позволяет получить ряд важных соотношений между геометрическими и физическими характеристиками реки, т.е. тех зависимостей, которые до настоящего времени получали только статистическим путем (Маккавеев, 1955).

Функция $x = K_0(z)$ является решением дифференциального уравнения второго порядка (уравнения Бесселя):

$$xz - \frac{d}{dz} \left(z \frac{dx}{dz} \right) = 0,$$

которое тождественно уравнению Эйлера-Лагранжа (5) для функционала

$$J = \frac{1}{2} \int z (K_0^2(z) + K_1^2(z)) dz. \quad (8)$$

Условия (6) и (7') дают для функционала следующие результаты:

$$F_{x', x'} = z \geq 0, \quad (9)$$

$$F_{x'} = zK_1(z) \quad (10)$$

$$F - x' F_{x'} = \frac{1}{2} z (K_0^2(z) - K_1^2(z)). \quad (11)$$

Из условия Лежандра (9) следует, что экстремаль $x = K_0(z)$ дает функционалу (8) минимум.

Условие (10) дает выражение для расхода Q , в чем можно убедиться, сопоставив рассчитанные по этой формуле значения с действительными расходами реки. Но $-K_1(z) = dx/dz$ - величина, обратная уклону j реки, т.е.

$$Q = z/j \quad (12)$$

и

$$Q = zK_1(z) = \int_z^\infty zK_0(z) dz = \int_z^\infty zxdz. \quad (12')$$

Используя соотношения (12'), можно теперь определить физический смысл функционала (8). Интегрирование по z от z до ∞ дает

$$J = \frac{1}{2} \int_z^\infty z (K_0^2(z) + K_1^2(z)) dz = zK_0(z)K_1(z) = \min.$$

Но $K_0(z) = x$, следовательно, экстремаль $x = K_0(z)$ обеспечивает минимум произведения расхода Q на расстояние от истока (где $Q = 0$), т.е. для выработанного профиля имеем условие

$$Ql = \min, \quad (13)$$

представляющее собой выражение принципа наименьшего действия для реки. Величина Ql имеет размерность мощности.

Несколько сложнее, поскольку нет данных для количественных сопоставлений, обстоит дело с интерпретацией второго условия Вейерштрасса–Эрдмана (11), представляющего, как следует из физических предпосылок, условие непрерывности энергии потока. Выражение (11) можно преобразовать к виду

$$F - x' F_{x'} = \frac{1}{2} z (K_0^2(z) - K_1^2(z)) = \frac{1}{z} \int_z^\infty z K_0^2(z) dz = \frac{n}{z} \int_z^\infty z S(z) dz. \quad (14)$$

В последнем интеграле $K_0^2(z)$ заменено на nS в соответствии с приведенной выше зависимостью между длиной водотока и площадью водосбора (Маккавеев, 1955), подтвержденной и для рек юга Дальнего Востока (Короткий, 1970). Последний интеграл можно интерпретировать как потенциальную энергию рельефа на площади водосбора, тогда соотношение (14) выражает связь энергии потока с потенциальной энергией рельефа на площади водосбора, что является математическим отображением упоминавшейся выше обратной связи во флювиальных процессах.

Таким образом, сформулированные в настоящей работе физико–математические критерии и вытекающие из них математические соотношения между геометрическими и физическими характеристиками рек и рельефом площадей водосбора образуют теоретические основы математического аппарата для геоморфологического анализа речных систем, применимого (в силу общности вариационных принципов) для любых условий.

ЛИТЕРАТУРА

- Ахиезер Н.И. Лекции по вариационному исчислению. М., 1955.
- Бутаков Г.П. Опыт математической характеристики формы продольного профиля рек. – Геоморфология, 1970, № 4.
- Герасимов И.П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. – В сб.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., "Наука", 1970.
- Девдариани А.С. Итоги науки. – Геоморфология. Выпуск 1, математические методы. М., Изд-во ВИНТИ, 1966.
- Джеффрис Г., Свирлс Б. Методы математической физики, т. 3. М., "Мир", 1970.
- Жуков В.В., Федоров И.П. Новый метод изучения новейших движений по продольным профилям рек. – В сб.: Структурно–геоморфологические исследования в Сибири, вып. 1. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Иванов П.В. Методы количественной характеристики продольного профиля реки. – Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, т. 83, вып. 6, 1951.
- Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток, 1970.
- Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Мещеряков Ю.А. О теории экзогенных процессов. – В сб.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М., "Наука", 1970.
- Плаф Л.Я. Вариационное исчисление и интегральные уравнения. М., "Наука", 1970.
- Якименко Э.Л. Карта относительной деформации продольных профилей рек. – В сб.: Структурно–геоморфологические исследования в Сибири, вып. 1. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Янке Е., Эмде Ф., Лёш Ф. Специальные функции. М., "Наука", 1968.
- King C.A.M. Feedback relationships in geomorphology. – Geogr. ann., 1970, A52, N 3–4.
- Landbein W.B. Profiles of rivers of uniform discharge. – US Geol. Surv. Profess. Paper, 1964, N 501.
- Sternberg H. Untersuchungen über Längen- und Querprofil geschiebeführender Flüsse. – Z. Bauwesen, 1875, Bd. 25, N 11–12.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА САХАЛИНА В КАЙНОЗОЕ

В статье рассматривается проблема существования и развития поверхностей выравнивания на Сахалине. С этой проблемой связан один из основных вопросов геоморфологии Сахалина: являются ли горные сооружения возрожденными, возникшими путем деформации и расчленения региональной и неогеновой поверхностей выравнивания в результате одноактных тектонических событий, или их нужно считать эпигеосинклинальными, унаследованно формировавшимися в течение длительного времени путем постепенного разрастания поднятия.

Древние (донеогеновые и неогеновые) геоморфологические уровни в современном рельефе Сахалина не сохранились, так как за кайнозойское время произошел значительный срез земной коры, и в высших точках современного рельефа Сахалина обнажаются интрузивные тела мелового, палеогенового (Восточно-Сахалинский антиклинорий) и даже неогенового (Западно-Сахалинский антиклинорий) возраста. Если и наблюдаются в вершинном поясе гор уплощенные геоморфологические поверхности, то доказать их принадлежность к реликтам поверхностей выравнивания нет возможности: с ними не сопряжены ни коры выветривания, ни какие-либо отложения осадочного генезиса. В связи с этим автор рассматривает вопрос о поверхностях выравнивания как палеогеоморфологический и использует для его решения геологические данные.

Сахалин имеет островное положение, он испытывал одновременное воздействие двух деструктивных рельефообразующих экзогенных сил: континентальных – денудационных и морских – абразионных. Вопрос о денудационном выравнивании – это прежде всего вопрос об изменении амплитуды рельефа, так как при этом рельеф области сноса оказывается значительно сниженным. В какой-то мере это и вопрос о миграции границы между областями сноса и седиментации, так как выравнивание зоны денудации обычно сопровождается расширением зоны осадконакопления. При этом принималось за основу наиболее общее положение о том, что коррелятными регионально развитой денудационной поверхности выравнивания должны быть коры выветривания и преимущественно тонкозернистые маломощные отложения. Вопрос об абразионном выравнивании – это прежде всего вопрос о миграции границы между сушей и морем, соответственно этому в процессе работы анализировались положения береговых линий. При этом имелось в виду, что при условии значительной миграции береговой линии в сторону суши можно говорить о значительном абразионном выравнивании рельефа.

Основными горными сооружениями, определяющими современную геоморфологическую структуру Сахалина, являются Западно-Сахалинский и Восточно-Сахалинский хребты (соответствующие одноименным антиклинориям). Они разделены Тьмь-Поронайской и Сусунайской депрессиями.

Ни у кого из исследователей не вызывает сомнения, что область поднятия в пределах Восточно-Сахалинского антиклинория уже существовала в начале палеогена. В отношении же времени возникновения поднятия Западно-Сахалинского антиклинория существуют различные представления. Одни (Рудич, 1958; Соловьев, 1968; Александров, 1968; Мельников, 1970, и др.) придерживаются представления о том, что здесь вплоть до неогена существовал прогиб и что только в неогене возник горный рельеф (по Е.М. Рудичу в верхнем миоцене, по С.М. Александрову – в нижнем миоцене, по О.А. Мельникову – в плиоцене). Другие считают образование горного сооружения результатом постепенного, длительного (в течение всего кайнозоя) разрастания поднятия и увеличения мощности земной коры (Гальцев-Безюк и Ковальчук, 1962; Сычев, 1968).

Изучение и палеогеоморфологическое осмысливание имеющегося геологического материала по Сахалину позволяют согласиться с мнением тех исследователей, которые считают, что область поднятия существовала в палеогене

и в пределах Западно-Сахалинского антиклинория, что граница между областями денудации и седиментации проходила по западному крылу антиклинория.

Мысль об этом была высказана в разное время А.А. Капицей, В.Н. Киркинской, И.И. Ратновским, А.В. Соловьевым, П.Н. Кропоткиным (Рудич, 1958). О существовании в палеогене обширной области денудации в пределах Сахалина, и в том числе Западно-Сахалинского антиклинория, говорит насыщенность палеогеновых осадков конгломератами. Прежде всего это относится к нижней части кайнозойского разреза, в основании которого залегают осадки конгломератной свиты раннеэоценового возраста (Решения..., 1961). Отложения свиты развиты узкой полосой по западному побережью Сахалина. Значительное содержание грубообломочного материала (крупно- и среднегалечные, местами валунные конгломераты) позволяет считать, что отложения конгломератной свиты коррелируемы горному рельефу.

Размерность обломочного материала конгломератов в разных районах развития конгломератной свиты неодинакова: в целом она уменьшается с севера на юг. От широты пос. Бошняково до г. Углегорска размерность отложений меняется от крупновалунных до мелко- и среднегалечных, далее к югу все больший процент в осадках составляют песчано-глинистые разности (Жидкова, Тодоровская, 1963; Жидкова, Криштофович, 1970). Различие в размерности обломков связано прежде всего со сменой с севера на юг обстановки в зоне седиментации.

По данным Л.Ф. Ажгиревича и Б.А. Сальникова (1963), конгломераты в северных районах (к северу от Углегорска) фиксируют обстановку подножий воздымающихся горных хребтов. По их представлениям, это аллювий коротких горных рек, накапливавшийся в зоне резкого выполаживания продольных профилей рек и соответственно разгрузки наиболее грубого материала. Для этих осадков упомянутыми авторами отмечается хорошая окатанность обломков и преобладание абразивно-устойчивых пород. Подобная окатанность и подобный состав обычно достигаются при достаточно дальней транспортировке обломочного материала в высокопорядковых реках (Короткий, 1970). О.А. Мельников (1970) предложил объяснять хорошую окатанность удаленностью области седиментации от поднимающейся горной цепи. По его мнению, горная цепь отделялась от области седиментации предгорной равниной. Но в таком случае реки не транспортировали бы в зону аккумуляции крупнообломочный и тем более валунный материал. Подобные, казалось бы, противоречивые характеристики аллювия по его размерности, степени окатанности и составу можно объяснить переработкой в волноприбойной зоне обломочного материала коротких горных рек. Именно так объясняют происхождение некоторых слоев конгломератов конгломератной свиты Л.Ф. Ажгиревич и Б.А. Сальников (1963). И действительно, только так можно объяснить выдержанность по простиранию некоторых пластов конгломератов и песчаников. Так, по данным Л.Ф. Ажгиревича и Б.А. Сальникова (1963, стр. 42), "два горизонта конгломератов, разделенные пачкой тонкозернистых межконгломератовых пород, прослеживаются от Александровска до Бошнякова, т.е. на расстоянии 130 км", что не свойственно аллювиальным осадкам горных стран. Характерна также весьма разная размерность обломков (наблюдаются и валунники, и галечники, и гравийники) при одинаковой их окатанности. Обычно при речной транспортировке обломки с одинаковым показателем окатанности близки и по размерности (Короткий, 1970). Одинаково хорошую окатанность разных по размерам обломков можно наблюдать лишь в волноприбойной зоне. Сортировка материала здесь осуществляется прибойным потоком, а сила волнений и размер волн изменчивы, поэтому в одной полосе оказываются захороненными разные по крупности осадки. Преобладание абразивно-устойчивых пород в конгломератной свите также может быть объяснено переработкой аллювиальных отложений в волноприбойной зоне, где все неустойчивые обломки сравнительно быстро разрушаются. Наконец, о прибрежно-морской среде осадконакопления говорят знаки волновой ряби, которые наблюдаются на поверхности напластования песчаников, переслаивающихся с конгломератами. Все это позволяет согласиться с мнением Д.Ф. Ажги-

ревича и Б.А. Сальникова (1963), что конгломератная свита, ныне распространенная в северном районе, непосредственно фиксирует подножие горного хребта и, следовательно, границу между областью сноса и седиментации в начале палеогена.

К югу (южнее Углегорска) обстановка горных подножий менялась, возникла предгорная равнина и затем приморская заболоченная низменность (Ажгиревич, Сальников, 1963). Отложения в южном направлении становятся более тонкозернистыми в связи с иной фациальной принадлежностью их, тем не менее они продолжают содержать прослой и линзы аллювиальных галечников (хотя галька в них меньше по размерности, чем в северных районах). Наличие грубообломочных осадков в отложениях равнины может рассматриваться как свидетельство существования горного рельефа в зоне денудации южного района; здесь реки, по-видимому, характеризовались крутыми продольными профилями, достаточными для транспортировки галечников в область устойчивого осадконакопления.

Сравнительную оценку гипсометрии рельефа в зонах денудации северного и южного районов на основании анализа грубообломочных отложений дать трудно, так как конгломераты северного и южного районов – это осадки разных фациальных обстановок. Меньшая размерность обломков в конгломератах южного района может быть следствием большей удаленности их от области денудации, что подтверждается и улучшением окатанности обломков при одновременном уменьшении их размерности. Но если судить по мощности грубообломочных отложений (150 м в северных районах и 40–50 м в южных районах), то следует считать (как это уже отмечено О.А. Мельниковым, 1970), что энергия рельефа в северном районе могла быть больше, чем в южном, в связи с большей амплитудой поднятия. И по-видимому, не только амплитуда рельефа, но и площадь денудации на северном участке была более обширна, чем на южном.

Итак, в палеогене горный рельеф на Сахалине был характерен для площади выхода пород мезозойско-палеозойского возраста (для Восточно-Сахалинского антиклинория, Тымь-Поронайской депрессии и Главного поля меловых пород Западно-Сахалинского антиклинория): в отложениях конгломератной свиты содержится обломочный материал как мезозойско-палеозойского, так и верхнемелового комплекса пород (данные М.А. Захаровой, А.Я. Ильева, Л.С. Жидковой; Жидковой, Тодоровской, 1963; Алексейчика и др., 1954). По данным В.Б. Курносова (1971), большое содержание обломков осадочных пород и в песчано-алевритовой фракции палеогеновых отложений свидетельствует о том, что Главное поле меловых пород Западно-Сахалинского антиклинория уже в палеогене было выведено в область денудации; об этом же свидетельствует сильная зараженность палеогеновых отложений переотложенными верхнемеловыми фораминиферами. Последний факт также приводится в работе В.Б. Курносова со ссылкой на устное сообщение Л.Н. Кобловой (ВНИГРИ – г. Оха).

К началу палеогена бассейн седиментации отделялся от поля мезозойско-палеозойских пород (Восточно-Сахалинского антиклинория) площадью, сложенной породами мелового возраста (Главное поле меловых пород Западно-Сахалинского антиклинория), поступление обломочного материала мезозойско-палеозойских пород в зону седиментации могло происходить через высокопорядковые водотоки. Кроме того, значительная часть грубообломочного материала мезозойско-палеозойских пород поступала в палеогеновый бассейн аккумуляции за счет разрушения конгломератов мелового возраста, обнажившихся в пределах Западно-Сахалинского антиклинория. В конгломератах конгломератной свиты, по данным Л.С. Жидковой и В.Н. Тодоровской (1963), представлены все породы, которые характерны и для конгломератов мелового возраста. Возможность перемыва и переотложения очень мало учитывается при палеогеоморфологической интерпретации условий осадконакопления палеогеновых конгломератов, хотя учет этого может внести значительные коррективы в существующие палеогеографические представления о положении и размерах областей сноса. Незначительное содержание пород верхнемелового возраста в грубообломочных

осадках конгломератной свиты и преобладание в их составе абразивно-устойчивых пород мезозойско-палеозойского комплекса могут быть связаны с тем, что породы верхнемелового возраста (представленные относительно рыхлыми отложениями) в условиях прибрежно-морской обстановки в основном разрушались и лишь частично захоронялись в грубообломочных фациях.

В среднем эоцене палеогеоморфологическая обстановка не претерпела существенных изменений. Отложения этого возраста (нижнедуйская свита) обнаруживаются также только в западной части Западно-Сахалинского антиклинория, причем всегда западнее полосы развития конгломератной свиты. Накопление отложений нижнедуйской свиты происходило в условиях заболоченной приморской низменности, которая в своей прибрежной (западной) части и в южных районах изобиловала лагунами.

По мнению О.А. Мельникова (1970), в период накопления нижнедуйской свиты область седиментации расширялась: вовлекались в прогибание все более восточные районы, поэтому пояс развития грубообломочных пород постепенно мигрировал в восточном направлении, причем эти породы фациально замещались озерно-болотно-лагунными осадками. Миграция пояса грубообломочных отложений в условиях континентального развития горной страны является обычно следствием денудационного выравнивания горного рельефа. Окраина горного рельефа постепенно должна была срезаться до степени денудационной поверхности выравнивания, зона седиментации должна была расширяться и "наползать" на выровненную денудационную поверхность, образуя на ее месте аккумулятивную равнину. Можно ли реставрировать подобную эволюцию геоморфологической поверхности по осадкам нижнедуйской свиты?

В целом размерность обломочного материала в нижнедуйской свите меньше, чем в конгломератной. Этот факт Н.С. Громова, Б.А. Сальников, Б.М. Штемпель (1963) рассматривают как следствие того, что в результате эрозии и денудации рельеф в области сноса в нижнедуйское время значительно понизился, т.е. значительно уменьшилась амплитуда рельефа. Как считает О.А. Мельников (1970), прослой и линзы конгломератов в нижнедуйских отложениях отмечаются в тех же районах, где развита конгломератная свита. С севера на юг конгломераты становятся все более мелкогалечными и их роль в составе отложений все более уменьшается (так как это было уже отмечено и для конгломератной свиты). При этом вещественный состав обломочного материала остается, по данным Л.Л. Сальниковой (1963), О.А. Мельникова (1970) и Л.С. Жидковой, тем же, что был и во время накопления конгломератной свиты. Значит, области денудации остаются те же. Меньшее содержание галечников в осадках и меньшая размерность обломочного материала по сравнению с конгломератной свитой могут объясняться не уменьшением амплитуды рельефа в это время в области денудации, а прежде всего большей удаленностью зоны аккумуляции от области сноса. Если в "конгломератное" время конгломераты являлись отложениями непосредственно подножия гор (сев. р-н), то в "нижнедуйское" осадки отлагались в пределах аккумулятивной зоны. В последнем случае транспортирующая способность рек была значительно ниже, чем у подножия гор, поэтому в толще песчано-алевритовых осадков нижнедуйской свиты отмечаются преимущественно мелкогалечные аллювиальные конгломераты. Наличие конгломератов даже в пределах низменной равнины может говорить лишь о сохранности горного рельефа в области денудации и в период осадконакопления угленосной нижнедуйской свиты. Об этом же говорит увеличение размерности обломочного материала с запада на восток в пределах современного поля развития нижнедуйской свиты (Жидкова, Криштофович, 1970).

Площадное распространение нижнедуйской свиты, а именно ее распространение к западу от участков развития конгломератной свиты не позволяет считать доказанным значительное расширение в восточном направлении нижнедуйского бассейна седиментации и соответственно сколько-нибудь значительное по площади денудационное базисное выравнивание рельефа. Обычно значительная миграция границы области седиментации в глубь горного обрамления возможна при малоамплитудных неконтрастных движениях системы горное поднятие - об-

ласть аккумуляции. В данном случае движения были контрастными, так как амплитуда суммарного прогибания, по данным О.А. Мельникова (1970), составляла 1000–1200 м в центральных частях прогибов, уменьшаясь к бортам прогибов до 300–500 м. Скорее всего, граница бассейна седиментации в "нижнедуйское" время сохранялась постоянной, а если смещалась в восток, то весьма незначительно. Такое смещение вполне возможно, так как отмечаются участки, где нижнедуйская свита залегает с размывом на верхнемеловых отложениях.

В конце эоцена усиливается прогибание в пределах бассейна палеогеновой аккумуляции (западное побережье Сахалина) и в пределы низменности, образовавшейся в "нижнедуйское" время, начинает трансгрессировать море; происходит постепенная смена континентальных отложений (песчано-глинистые угленосные осадки нижнедуйской свиты) прибрежно-морскими отложениями мелководного моря (краснопольевская свита) и затем относительно более глубоководного (такарадайская свита). Отложения краснопольевской свиты (позднеэоценовый-раннеолигоценый возраст) прослеживаются вдоль всего западного склона Западно-Сахалинского хребта и повсеместно западнее выходов нижнедуйской свиты. Они представлены песчаниками с алевритами и аргиллитами, мелкогалечными конгломератами и гравелитами. О.А. Мельников (1970), реставрируя палеогеографическую обстановку этого времени, пишет, что береговая линия проходила восточнее современного распространения краснопольевской свиты (примерно по осевой линии поля развития верхнемеловых отложений, слагающих сводовую часть Западно-Сахалинского антиклинория). т.е. он предполагает значительную миграцию береговой линии к востоку. Но осадков краснопольевской свиты восточнее современного поля ее распространения нет, и не подкрепленное фактическими данными предположение, что они там были и затем оказались смытыми, не дает оснований принять такую реконструкцию. В то же время широкое развитие прибрежно-морских грубообломочных осадков и прибрежных устричников в пределах современной площади развития краснопольевской свиты заставляет думать, что береговая линия проходила по современной границе развития свиты или вблизи ее. Конгломераты в пределах современного поля развития свиты переполнены битой ракушей, что свидетельствует о их формировании в береговой полосе, в зоне волноприбойной деятельности. В отложениях краснопольевской свиты, относящихся к сублиторали (и представленных в основном песчаными и в меньшей мере глинисто-алевритовыми породами), наблюдается обилие рассеянной гальки, что также говорит о близости береговой линии к современному полю развития краснопольевской свиты. Все это приводит к мысли, что бассейн седиментации сохранял свои прежние очертания, что глубокого наступления моря на сушу не было, следовательно, не происходило и выработки регионально развитой абразионной поверхности выравнивания, хотя развитие локальных абразионных поверхностей не может быть исключено.

На основании данных о вещественном составе изучаемых пород (загорский горизонт - нижняя часть краснопольевской свиты) М.А. Захарова, А.Я. Ильев, Д.И. Подзорова (1968) делают вывод о том, что основными областями сноса были по-прежнему Восточно-Сахалинский антиклинорий, площадь Тымь-Поронайской депрессии, Главное поле меловых пород.

В период накопления такарадайской свиты (средний и верхний олигоцен) область седиментации уже представляла собой глубокое море, где отлагались тонкозернистые осадки, представленные алеврито-глинистыми разностями. Отложения такарадайской свиты прослеживаются по всему западному склону Западно-Сахалинских гор, к западу от поля развития краснопольевской свиты. Они залегают согласно на осадках краснопольевской свиты и с размывом на более древних отложениях. Для этого времени предполагается также весьма существенная миграция границы бассейна седиментации в восточном направлении: "морской бассейн охватил всю территорию Западно-Сахалинского хребта, п-ов Крыльон и краевые западные части Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. В это время над уровнем моря возвышались лишь сложенные мезозойско-палеозойскими образованиями крупные островные участки на месте за-

ладной части Восточно-Сахалинского хребта, Сусунайского и Тонино-Анивского хребтов" (Мельников, 1970, стр. 77). Грубообломочные отложения, прослеживающиеся по современному восточному склону Западно-Сахалинских гор (реки Оюрка, Гастелловка, Айдар), рассматриваются О.А. Мельниковым (1970) как осадки, фиксирующие западную границу бывшей области денудации (нижняя часть гастелловской свиты). Иного мнения придерживается М.А. Захарова (1968). По ее представлениям, ложе позднеолигоценового бассейна денудации унаследовало свое строение от предшествующего времени, увеличилась лишь скорость прогибания седиментационной зоны. Миграцию фаций во времени для палеогена отрицали также Н.С. Громова, Б.А. Сальников и Б.М. Штемпель, считавшие постоянство границы областей седиментации характерной чертой геосинклинального осадконакопления. По их мнению, условия седиментации "...контролировались главным образом соотношениями в скоростях погружения и накопления осадков, а не последовательным вовлечением в прогибание все новых площадей" (Громова и др., 1963, стр. 119). Судя по характеру осадков такарадайской свиты, более правдоподобной является вторая точка зрения. Предполагать, что осадки такарадайской свиты перекрывали всю площадь Главного поля меловых пород, но затем были размыты и не сохранились, нет оснований. Стратиграфическое положение той части разреза гастелловской свиты (восточный склон Западно-Сахалинских гор), которая коррелируется с отложениями такарадайской свиты, пока недостаточно обосновано. В последнее время она рассматривается как возрастной аналог аракайской свиты и датируется неогеном (Кузина, Ратновский, 1970). Следует отметить, что осадки прибрежных фаций в такарадайской свите пока не выделены (возможно, в связи с недостаточной длительностью изучения). Осадки такарадайской свиты (обычно распространяющиеся западнее площади развития краснопольевской свиты) являются отложениями сублиторали. Тем не менее они также (по данным М.А. Захаровой и А.Я. Ильева; Жидкова, Криштофович, 1970) содержат прослой или линзы гравелитов и конгломератов (Углегорско-Лесогорский, Чехово-Томаринский, Невельско-Горнозаводский районы), что говорит о близости береговой линии к современному полю развития такарадайской свиты. Это же подтверждается содержанием почти по всему разрезу свиты (в песчаниках и алевролитах) рассеянной гальки, растительного детрита и, кроме того, слабой механической дифференциацией терригенного материала пород. В составе гальки отмечаются метаморфические породы мезозойско-палеозойского комплекса и верхнемеловые эффузивные и осадочные породы (данные М.А. Захаровой и А.Я. Ильева; Захарова, 1968). Следовательно, на месте Западно-Сахалинского антиклинория и в такарадайское время сохранялась область денудации и береговая линия проходила по его западному крылу. Горный рельеф и в такарадайское время не подвергался сколько-нибудь значительному абразионному срезанию, но вдоль границ морского бассейна могли формироваться узкие прибрежные абразионные поверхности. О них можно говорить для тех локальных участков, где отмечается несогласие (со стратиграфическим несогласием и размывом) залегание пород такарадайской свиты на подстилающих отложениях. В целом осадки такарадайской свиты по сравнению с отложениями нижедудайской свиты преимущественно тонкозернистые, что дало основание некоторым исследователям говорить о значительном денудационном выравнивании рельефа области сноса в это время. Так, М.А. Захарова (1968, стр. 55) пишет: "Тонкозернистость слагающего кластического материала, характерная в целом для такарадайской свиты, указывает на то, что к этому времени области сноса были уже значительно сnivelированы". Едва ли изменение гранулометрии осадков при смене обстановок от континентальных к прибрежно-морским и затем морским, можно объяснять изменением геоморфологии областей сноса. Отложения такарадайской свиты представлены тонкозернистыми разностями осадков только в условиях открытого и глубокого моря. То, что в этих осадках не содержатся (или содержатся в незначительном количестве) конгломераты, это понятно: галечники обычно накапливаются лишь в узкой прибрежной полосе мелководья. Характеристики осадков такарадайской свиты менялись в основном в связи с измене-

нием обстановки в зоне седиментаций, где в условиях нарастающего прогибания произошла постепенная эволюция аллювиально-озерно-болотной низменности в приморскую низменность, изобилующую лагунами и заливами, далее в низменность, периодически заливающуюся морем, затем в мелководное (краснопольевское) и, наконец, в глубоководное (такарадайское) море. Зона сноса не подвергалась существенному денудационному выравниванию. Характерная для такарадайской свиты (по данным М.А. Захаровой, 1968) слабая механическая дифференциация терригенного материала, в целом полимиктовый состав пород, присутствие неустойчивых минералов – свидетельствуют об интенсивном расчленении области сноса. Это же подтверждается и минеральным составом глинистой фракции. По материалам В.Б. Курносова (1961), глинистое вещество палеогеновых пород характеризуется пестрым составом с преобладанием гидрослюдастых монтмориллонитовых образований и возникло в основном в результате механического разрушения коренных пород в областях сноса, что говорит об отсутствии в зоне денудации глубокого химического выветривания (обычно возможного лишь в условиях выровненного рельефа). Лишь область размыва южной окраины Сахалина поставляла наряду с глинистыми минералами коренных источников глинистые минералы коры выветривания: здесь рельеф был более пологосклонным и соответственно более благоприятствовал кооробразованию.

Непосредственно в пределах Восточно-Сахалинского антиклинория осадочные отложения палеогенового возраста пока не обнаружены. Но для палеогена здесь был характерен интрузивный гранитоидный магматизм. По условиям формирования эти гранитоиды относятся к соскладчатым (Ковтунович, 1970). Геоморфологическим следствием внедрения интрузивных тел является возникновение новых или увеличение контрастности уже существующих горных хребтов (Худяков, 1965), но не выравнивание рельефа.

Итак, по мнению автора, на протяжении всего палеогена в пределах Сахалина не было регионального выравнивания и область денудации характеризовалась горным рельефом, более крутосклонным в северных районах острова и пологосклонным на южной его окраине. Существование горного рельефа в палеогене подтверждается и данными о наличии здесь в это время вертикальной геоботанической зональности (Громова и др., 1963).

Многие исследователи относят формирование региональной поверхности выравнивания на Сахалине к неогену, к плиоцену (Рудич, Скиба, 1959), к позднему плиоцену – раннечетвертичному периоду на северном Сахалине и к верхнему миоцену на остальной площади острова (Соловьев, 1970), к неогену – раннечетвертичному времени (Беспалый, 1969). По их мнению, в результате деформации и расчленения неогеновой поверхности выравнивания и образовалась современная геоморфологическая структура. Крупнейшие преобразования земной поверхности (горный рельеф – поверхность выравнивания – горный рельеф) должны были отразиться резкими качественными изменениями в осадочном процессе. Но в отложениях неогена нельзя выделить толщу осадков, которая по своим характеристикам отвечала бы эпохе выравнивания рельефа. Скорее всего, отложения неогена коррелируют горному рельефу.

Неогеновые отложения распространены в пределах Сахалина значительно шире, чем палеогеновые: они отмечаются не только для Западно-Сахалинских гор, но и для восточного склона Восточно-Сахалинских гор, для Центральносакхалинского синклинория, Лютогского, Анивского, Муравьевского прогибов; обширные площади они слагают на северном Сахалине. При этом наблюдается не расширение уже существовавших областей аккумуляции за счет срезания и выравнивания областей сноса, а возникновение новых областей аккумуляции в связи с резко возросшей дифференцированностью движений. Насыщенность конгломератами в разной мере (в зависимости от фациальной принадлежности осадочной толши: континентальные, прибрежно-морские, морские осадки) характерна для всего неогенового разреза, так же как и для палеогенового (по материалам Л.С. Жидковой, Н.А. Захаровой, А.Я. Ильева и др.), Неогеновые отложения в отличие от палеогеновых содержат значительный процент вулканогенного

материала, что говорит о высокой напряженности тектонической жизни Сахалина в этот период, благоприятствовавший увеличению контрастности рельефа.

К раннему миоцену относятся отложения аракайской свиты Западно-Сахалинских гор (возрастные аналоги для северного Сахалина – мачигарская свита, для Восточно-Сахалинских гор – люкаминская свита). В составе аракайской свиты отмечаются вулканогенные образования, переслаивающиеся с нормально-осадочными отложениями – песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Среди вулканогенных пород наблюдаются лавовые потоки, туфы, туффиты и широко развиты грубообломочные вулканомиктовые породы – брекчии, конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники. Эти осадки образовались в результате разрушения вулканических построек и переотложения и накопления продуктов разрушения в прибрежно-морских условиях. Существование горной суши в пределах Западно-Сахалинского антиклинория в раннем миоцене фиксируется грубообломочными осадками гастелловской свиты, которая прослеживается прерывистой полосой вдоль восточного крыла Западно-Сибирского антиклинория. В составе свиты по всему разрезу отмечаются плохо отсортированные песчаники с мелкой и крупной галькой, прослой и линзы конгломератов и включения валунно-галечниковых отложений. Грубообломочные отложения, коррелятные горному рельефу, содержатся также в составе аракайской свиты Тонино-Анивского района и люкаминской свиты восточного крыла Восточно-Сахалинских гор. Последние фиксируют восточное подножие Восточно-Сахалинских гор.

В нижнем-среднем миоцене на Сахалине была максимальная для кайнозоя трансгрессия. Если море палеогеновой трансгрессии (такарадайская свита) охватывало лишь западное побережье Западно-Сахалинского антиклинория, то холмские морские осадки нижнего-среднего миоцена отмечаются не только по западному побережью, но и во вновь возникших в неогене прогибах – в Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессиях и в Муравьевском прогибе. Однако области сноса не были подвержены абразионному выравниванию и сохраняли свое прежнее положение. На большей части западного (и частично восточного) склона Западно-Сахалинских гор осадки холмской свиты согласно, без перерыва залегают непосредственно на отложениях аракайской свиты, что можно рассматривать как свидетельство непрерывного здесь осадконакопления. На отдельных участках в прибрежных частях депрессий без углового несогласия, но с размывом и стратиграфическим несогласием отложения холмской свиты залегают на палеогеновых и меловых осадках (западный борт Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий) и с угловым несогласием на мезо-палеозойских образованиях (окраина Сусунайского хребта). Преобладающими в составе холмской свиты являются алевроито-глинистые породы, характеризующиеся хорошей отсортированностью и выдержанностью литологического состава по площади. Однообразный монотонный состав свиты обусловлен большими глубинами бассейнов седиментации, спокойным гидродинамическим режимом (Егорова и др., 1968).

Обмеление морских бассейнов намечается уже к концу нижнего миоцена, когда начали отлагаться относительно мелководные осадки невельской свиты (средний миоцен), представленные алевролитами, аргиллитами и песчаниками с примесью вулканогенного материала, гравелитами, конгломератами.

В среднем миоцене на локальных участках Западно-Сахалинского антиклинория (Чеховский, Макаровский, Красногорский районы) активизируется вулканическая деятельность, в результате которой накопилась толща осадков чеховской свиты (вулканомиктовые грубообломочные образования – брекчии, конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники). В составе их преобладает вулканический материал. Наиболее грубообломочные породы наблюдаются на участках максимальной мощности свиты (район Чехова, Новоселово). Наблюдаются здесь и лавовые потоки. По мере удаления от этих участков осадки становятся все более мелкообломочными (гравелиты, песчаники, алевролиты), появляются туфы, туффиты и нормально-осадочные породы (Ерохов, Шиллов, 1964). Продукты среднемиоценового вулканизма представлены базальтами, андезито-

базальтами. Для ранне-среднемиоценового и среднемиоценового времени характерно развитие и субвулканических тел (ранне-среднемиоценовый андезитобазальтовый субвулканический комплекс, среднемиоценовый диоритовый интрузивный комплекс). Эффузивный и интрузивный магматизм свидетельствует о высокой тектонической активности в раннем и среднем миоцене. Видимо, с этим временем было сопряжено усиление положительных движений в пределах Сахалина. В области седиментации морское осадконакопление сменялось лагунным и озерно-болотным с образованием толщи отложений верхнедуйской свиты (средний миоцен). Последние прослеживаются узкой полосой по восточному и западному крыльям Западно-Сахалинского антиклинория и представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками с прослоями гравелитов и каменного угля. Тот же состав осадков характерен и для Тонино-Анивского района. Для осадков характерна плохая сортировка материала, слабая окатанность, наличие линз и прослоев конгломератов, что говорит о горном облике (и близости) источников сноса. По мнению М.С. Егоровой и др. (1968), в область денудации были выведены в это время, кроме пород мезо-палеозойского и верхнемелового возраста (сохранивших по-прежнему свое значение, как источников сноса) еще и отложения палеогенового и раннеогенового возраста, т.е. область денудации в пределах Западно-Сахалинских гор еще более расширилась.

В начале верхнего миоцена вновь начинается трансгрессия (курасийская, маруямская свиты). Начало трансгрессии фиксируется осадками курасийской свиты (верхний миоцен). Море было относительно глубоководным по западному и восточному склонам Западно-Сахалинских гор и мелководным – в депрессиях Тымь-Поронайской и Сусунайской. В связи с этим в первых районах осадки представлены преимущественно алевролитами, но отмечаются также (редкие и чаще всего в основании свиты) песчаники, гравелиты и конгломераты. В депрессиях отлагались преимущественно пески. В период этой трансгрессии, так же как в палеогене (такарадайская свита) и в раннем неогене (холмская свита), море не распространилось на всю площадь Сахалина, продолжали сохраняться те же области денудации. Море проникло лишь в существовавшие к этому времени прогибы (здесь осадки верхнедуйской свиты постепенно переходят в отложения курасийской свиты) и охватило прибортовые части прогибов (отложения курасийской свиты залегают со стратиграфическим несогласием и размывом на различных свитах неогена и с угловым несогласием на резко дислоцированных мезо-палеозойских отложениях Восточно-Сахалинского антиклинория).

В "маруямское" время (верхний миоцен – плиоцен) отмечается постепенное обмеление морского бассейна. По данным Л.С. Жидковой, бассейны седиментации в период накопления осадков маруямской свиты располагались также вдоль Западно-Сахалинского хребта. Существование площади денудации в пределах Западно-Сахалинского хребта подтверждается фациальным замещением с востока на запад относительно глубоководных осадков все более мелководными и нарастанием грубозернистости обломочного материала в этом же направлении на восточном склоне, а также с запада на восток на участке, расположенном на западном склоне Западно-Сахалинского хребта (Углегорско-Красногорский район). Области денудации в это время были Восточно-Сахалинские, Сусунайские и Тонино-Анивские горы. В зону денудации были выведены уже к этому времени новые площади палеогенового и неогенового возраста. Осадки верхнего миоцена-плиоцена по своим характеристикам коррелятны, скорее всего, горному рельефу в области сноса, а не поверхности выравнивания. В отложениях маруямской свиты конгломераты встречаются по всему разрезу. Л.С. Жидковой различаются среди них конгломераты базального типа, внутриформационные и грубообломочные отложения, рассеянные в виде отдельных галек и линз. Большие мощности отложений маруямской свиты (до 2000–2500 м) свидетельствуют об условиях высокой контрастности тектонических движений. К позднему миоцену-плиоцену относятся в восточной части Восточно-Сахалинских гор нормально-осадочные и вулканогенные отложения лиманской свиты, к плиоцену – аналогичные отложения уранайской и хузинской свит. В составе осадков этих свит также содержатся прослойки гравелитов и конгломератов.

Конец плиоцена характеризуется активностью вулканической деятельности в пределах п-ова Ламанон (орловская свита, плиоцен). В составе вулканогенных образований преобладают базальты.

Все приведенные выше данные позволяют отрицать возможность выделения и в неогене Сахалина этапа региональной планации рельефа (в том числе и в позднем неогене – верхнем миоцене и плиоцене).

Между неогеновыми и четвертичными образованиями обычно проводится угловое несогласие. Региональные поверхности углового несогласия многие исследователи интерпретируют в палеогеоморфологическом отношении как поверхности выравнивания. Так рассматривал поверхности углового несогласия В. Пенк (1961), так же их оценивают Н.В. Думитрашко, Г.Ф. Лунгерсгаузен, Ю.А. Мещеряков, А.П. Рождественский (1970), Ю.Ф. Чемяков (1970), Г.И. Худяков (1968) и др. Угловое несогласие между четвертичными и плиоценовыми отложениями на Сахалине вряд ли может рассматриваться в качестве одного из доказательств существования в это время региональной поверхности выравнивания. Прежде всего, судя по особенностям площадного распространения плиоценовых и четвертичных осадков, по наличию и в плиоценовых, и в четвертичных отложениях грубообломочного материала и характеру его состава, на протяжении всего плиоцен-четвертичного времени в областях денудации сохранялся горный рельеф. Угловое несогласие (как это стало очевидно из материалов О.А. Мельникова) не является региональным. По его данным, между неогеновыми и четвертичными отложениями (так же как и между более древними из рассмотренных отложений – палеогеновых, неогеновых) возможно выделить угловое несогласие лишь в краевых частях депрессий, в осевых же частях продолжалось непрерывное осадконакопление, и здесь во многих случаях трудно провести границу между плиоценовыми и четвертичными отложениями. Что касается прибортовых частей депрессий, то следует считать, что, скорее всего, здесь между отложениями плиоценового и маломощными осадками четвертичного возраста образовалось не структурное, а геоморфологическое несогласие: плиоценовые отложения подняты над уровнем четвертичной аккумуляции, четвертичные отложения аккумулируются уже в долинах, врезанных в плиоценовую геоморфологическую поверхность. Это характерно для западного борта Тымь-Поронайской и Сусунайской депрессий. Если угловое несогласие возникает в условиях прерывистости процесса (прекращение осадконакопления, размыв – выравнивание), то геоморфологическое несогласие возможно при непрерывности процесса в условиях разрастания зоны поднятия за счет областей аккумуляции.

Подводя итог вышеизложенному, можно отметить следующие основные положения.

1. В течение всего кайнозоя в пределах Сахалина в областях сноса существовал горный рельеф: по всему разрезу кайнозойских отложений то в большей, то в меньшей степени (в зависимости от фациальной принадлежности осадков – континентальных, прибрежно-морских, морских) отмечаются грубообломочные осадки, коррелятные горному рельефу.

2. Горный рельеф в кайнозое был представлен Восточно-Сахалинским горным массивом, Сусунайским и Тонино-Анивским хребтами, областью денудации был и район Тымь-Поронайской депрессии. Судя по составу отложений, размывались и верхнемеловые породы Западно-Сахалинского антиклинория, также выведенные с начала палеогена в область денудации.

3. Сравнительно однообразный петрографический состав обломочного материала кайнозойских осадков по разрезу, непрерывность осадконакопления, отсутствие регионально выраженных несогласий, площадных кор выветривания дают основание говорить о длительной стабильности геоморфологической обстановки в зоне денудации в это время (горный рельеф) и об отсутствии сколько-нибудь значительного абразионного и денудационного выравнивания рельефа.

Изменение гранулометрических характеристик осадков по разрезу определялось не столько изменением гипсометрии в зоне денудации, сколько изменением скорости и амплитуды прогибания в зоне седиментации.

4. Современные горные системы в пределах Сахалина являются не возрожденными, возникшими в результате деформации и расчленения регионального уровня денудационного выравнивания, а эпигеосинклинальными, развивавшимися путем постепенного разрастания площади горного рельефа.

5. В геоморфологической литературе существует представление, что с эпохами крупных трансгрессий сопряжены во времени крупнейшие эпохи планиции рельефа суши. Это положение рассмотрено Д.В. Борисевичем на примере Урала. Он отмечает, что "связь образования поверхностей выравнивания Урала с эпохами трансгрессий не случайна и свойственна не только Уралу, а является общим правилом" (Борисевич, 1954, стр. 203). На примере развития платформ это доказывается Ю.А. Мешеряковым (1960, 1965). По его представлениям, именно в эти периоды (при условии общего опускания) получает наибольшее развитие выравнивание рельефа, которое осуществляется как путем денудации, так и путем осадконакопления. В эти же эпохи проявляется с наибольшим эффектом и такой мощный фактор выравнивания, как абразия. Вместе с тем в разных геологоструктурных условиях эффект денудационного и абразионного выравнивания в обстановке трансгрессивного состояния моря будет различным.

Пример истории развития геоморфологической поверхности Сахалина говорит о том, что не всегда эпохи крупных региональных морских трансгрессий совпадают с эпохами денудационного выравнивания рельефа суши (такарадайское, холмское время). В условиях геосинклинального режима и контрастного сочленения в области поднятия и области аккумуляции в прибрежной суши при трансгрессивной обстановке сохраняется горный рельеф. В такой обстановке не происходит и значительного по площади абразионного выравнивания. Этот тезис обосновывается А.П. Кулаковым (1970), исследовавшим четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. По его данным, в плейстоцене в условиях трансгрессии моря происходила значительная миграция береговой линии моря в сторону суши на материковом побережье, в связи с чем произошла выработка обширной абразионно-аккумулятивной поверхности шельфа. Граница же морей, проходящая по системе островных дуг, оставалась в четвертичное время практически без изменений в связи с поднятием этих дуг.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгиревич Л.Ф., Сальников Б.А. Литолого-фациальная характеристика угленосных отложений. — В кн.: История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. Труды Лаб. геологии угля, вып. XVII. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Александров С.М. Основные черты новейшей тектоники о. Сахалин. — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. К VIII конгрессу ИНКВА, Париж, 1969. М., "Наука", 1968.
- Алексейчик С.Н., Кузина И.Н., Ратновский И.И. Стратиграфия третичных отложений Сахалина. — Булл. МОИП, отд. геол., т. 29(5), 1954.
- Беспалый В.Г. Поверхности выравнивания о. Сахалина. — Изв. АН СССР, серия геогр., 1969, № 4.
- Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания Среднего и Южного Урала и условия их формирования. — Вопросы географии, 1954, сб. 36.
- Гальцев-Безюк С.Д. и Ковальчук В.С. Современный структурный план третичных отложений северо-восточного побережья о. Сахалина и некоторые вопросы его формирования. — Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 181.
- Геология СССР, т. XXIII, остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Громова Н.С., Сальников Б.А., Штемпель Б.М. Палеогеографические условия палеогенового осадко- и угленакопления. — В кн.: История палеогенового угленакопления на территории Сахалина. Труды Лаб. геологии угля, вып. XVII. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Думитрашко Н.В., Лунгерсгаузен Г.Ф., Мешеряков Ю.А., Рождественский А.П. Палеогеоморфологическая интерпретация поверхностей несогласия и некоторые задачи палеогеоморфологического анализа. — В сб.: Проблемы палеогеоморфологии. М., "Наука", 1970.

- Егорова М.Г., Ильев А.Я., Сирый И.М., Шустов Л.Н. Гранулометрическая характеристика неогеновых отложений Южного Сахалина. – В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносной южной части Сахалина. Труды СахКНИИ, 1968, вып. 18.
- Ерохов В.Ф., Шилев В.Н. Неогеновые вулканогенные формации Сахалина. "Проблемы вулканизма". – Материалы по второму Всесоюз. вулканол. совещ. 3–18 сент. 1964 г. Петропавловск–Камчатский, Дальневост. кн. изд-во, 1964.
- Жидкова Л.С., Тодоровская В.Н. К вопросу о взаимоотношении верхнемеловых и палеогеновых отложений Сахалина. Геология и нефтегазоносность Сахалина. – Труды ВНИГРИ, вып. 224, 1963.
- Жидкова Л.С., Криштофович Л.В. Стратиграфия. Палеогеновая система. В кн.: Геология СССР, т. XXXIII, остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Захарова М.А. Оligоценовые отложения Сахалина и условия их образования. – В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносности южной части Сахалина. Труды СахКНИИ, 1969, вып. 18.
- Захарова М.А., Ильев А.Я., Подзорова Д.И. Загорский горизонт палеогена Южного Сахалина. – В кн.: Вопросы геологии и газонефтеносности южной части Сахалина. Труды СахКНИИ, 1968, вып. 18.
- Капица А.А. К вопросу о движениях земной коры в области Сахалина на границе верхнемеловой и палеогеновой эпох. – Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 2.
- Ковтунович Ю.М. Магматизм и явления метаморфизма. Интрузивные образования. Восточно-Сахалинские горы. – "Геология СССР", т. XXXIII, остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии (на примере горных стран юга Дальнего Востока СССР). Владивосток, 1970.
- Кузина И.Н., Ратновский И.И. Стратиграфия. Кайнозойская группа. Макаровский район. "Геология СССР", том XXXIII, остров Сахалин. Геологическое описание. М., "Недра", 1970.
- Кулаков А.П. Четвертичные береговые линии Охотского и Японского морей. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1970.
- Курносов В.Б. Глинистые минералы палеогеновых отложений о.Сахалин. Автореф. канд. дисс. Владивосток, 1971.
- Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., "Наука", 1970.
- Мешеряков Ю.А. Полигенетические поверхности выравнивания юго-востока Русской равнины и их значение для анализа неотектоники. "Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и южного Урала". Труды Уфимского совещ. по геоморф. и неотект. Волго-Уральской обл. и Южного Урала, 20–22 мая 1959 г. Уфа, 1960.
- Мешеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., "Наука", 1965.
- Пенк В. Морфологический анализ. М., Географиздат, 1961.
- Решения межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Рудич Е.М. К истории формирования мезозойско-кайнозойской структуры Сахалина. – Бюлл. МОИП, отд. геол., 1958, т. XXXIII, вып. 6.
- Рудич Е.М., Скиба С.И. Основные этапы развития рельефа и новейшая тектоника Южного Сахалина. – Вестник МГУ, серия биол., почвовед., геол., географ., 1959, № 3.
- Сальникова Л.Л. Основные особенности палеогенового угленакопления. – Труды Лаб. геологии угля, вып. XVII. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Соловьев В.В. Основные черты геоморфологического строения Сихотэ-Алиня и Сахалина. (Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока). Материалы Всесоюз. совещ. по геоморф. и неотект. Сибири и Дальнего Востока, том. II. Новосибирск, "Наука", 1968.
- Соловьев В.В. Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин. Коллектив авторов. Редактор В.Н. Верещагин. М., "Недра", 1970.
- Сычев П.М. Некоторые вопросы тектоники Сахалина и прилегающих акваторий в свете геофизических данных. – В кн.: Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану. М., "Наука", 1968.
- Худяков Г.И. О происхождении горных хребтов в южной части Дальнего Востока. – В сб.: Вопросы геоморфологии и морфотектоники южной части Дальнего Востока. Владивосток, 1965.
- Худяков Г.И. Основные черты геоморфотектоники южной части советского Дальнего Востока. – В сб.: Тектоника советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., "Наука", 1968.
- Чемезов Ю.В. Интерпретация структурных несогласий и стратиграфических перерывов при палеогеоморфологических исследованиях. – В сб.: Проблемы палеогеоморфологии. М., "Наука", 1970.

О СООТНОШЕНИИ НОВЕЙШИХ И СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ НА ЮГО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ САХАЛИНА

Под новейшими движениями мы понимаем движения неотектонического этапа (по голоцен включительно), принимая при этом точку зрения тех исследователей, которые относят начало неотектонического этапа на Сахалине к позднему плиоцену (Соловьев, 1970) или нижнему плейстоцену (Гальцев-Безюк, 1967). К современным движениям относятся тектонические деформации, изучаемые путем уровневых наблюдений и высокоточного нивелирования.

Для изучения современных тектонических движений юго-западного побережья о. Сахалин в 1970 г. выполнено повторное высокоточное нивелирование между городами Холмском и Невельском по шести реперам государственной высотной сети 2-го класса. Первое нивелирование сети производилось в 1959 г. Для определения абсолютных смещений берегов использованы непрерывные наблюдения за уровнем моря на водпостах, расположенных в портах Холмск и Невельск. В целях изучения новейших деформаций в районах реперов и водпостов проведена инструментальная высотная съемка террас. Привязка съемок к реперам, а последних к водомерным постам позволила достаточно точно определить высоты террас относительно среднего уровня Татарского пролива (рис. 1, таблица).

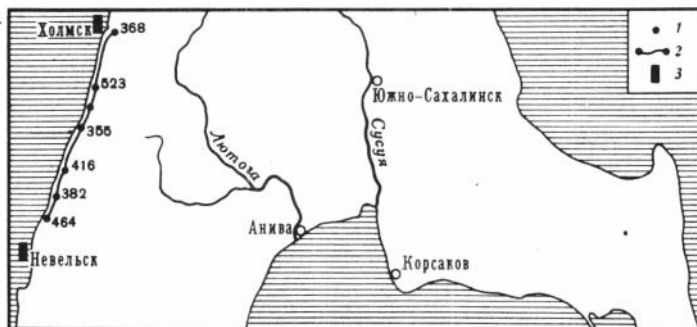


Рис. 1. Схема расположения реперов и водпостов.
1 - репера; 2 - водпосты.

Рассматриваемый район расположен на западном крыле Западно-Сахалинского антиклинория, который отделяется от прогиба Татарского пролива Западно-Сахалинским глубинным разломом, намечаемым по целому ряду признаков - магматических, структурных, геофизических, гидрогеологических, геоморфологических и др. (Алексейчик и др., 1970, Гальцев-Безюк, Сычев, 1963; Ковальчук, Гальцев-Безюк, 1964).

По отношению к новейшим структурам район находится на западном крыле Южно-Приморского поднятия, вытянутого вдоль побережья в виде сравнительно узкой полосы. Поднятие осложнено продольными и поперечными новейшими разломами. Так, на участке Зырянское - Невельск Южно-Приморское поднятие совпадает в плане с полосой антиклинальных складок, последовательно сменяющих одна другую в северном направлении (Мельников, 1970).

Почти на всем протяжении изученного отрезка западного побережья прослеживаются три террасовых уровня, из которых наиболее отчетливо выражены два нижних (см. таблицу; рис. 2).

Самый низкий уровень представлен морской террасой, высота бровки¹ которой изменяется от 2 м (Холмск, Невельск) до 5-7 м (районы реперов

¹Высота тылового шва изменяется прямо пропорционально высоте бровки.

Определение высоты террас относительно среднего уровня Татарского пролива

Номер репера и название водпоста	Расстояние от исходного пункта (репера 523), км	Скорости изменения высот реперов относительно исходного, мм/год	Террасовые уровни		
			I терраса		
			бровка	тыловой шов	среднее
Репер 368, водпост Холмск	12	+2,5±0,4	2,3	-	-
Репер 523	0	0,0	2,7	5,7	4,2
Репер 355	9	-0,1±0,3	4,0	8,4	6,2
Репер 416	17	-1,2±0,5	5,4	10,5	7,9
Репер 382	24	-2,0±0,6	5,0	8,6	6,8
Репер 464	29	-0,3±0,6	3,0	6,0	4,5
Водпост Невельск	36		2,3	-	-

382 и 416). У репера 416 терраса имеет локальное поднятие, где на расстоянии 70 м высота ее изменяется от 4 до 7 м. Терраса в виде полосы шириной от 20 м (репер 382) до 300 м (г. Невельск) почти непрерывно прослеживается от г. Холмска до г. Невельска. В долинах крупных рек, таких, как Калинка, Асанай и др., она соединяется с речными террасами. В районах реперов 355, 416 и 382 морская терраса имеет отчетливо выраженный скульптурный характер с незначительным по мощности слою галечника, а у реперов 523 и 464 - аккумулятивный. Возраст ее можно считать голоценовым (Соловьев, 1961). Согласно археологическим данным тыловые части низких террас на Сахалине, в Приморье и Японии вышли из под уровня моря 3-4 тыс. лет назад (Рудич, 1962).

Второй террасовый уровень также отчетливо прослеживается на участке Холмск - Невельск. В продольном направлении высота бровки этой террасы изменяется от 34 м в черте г. Холмска до 105 м в районе г. Невельска. Подобная деформация террас не является исключением. Так, на Охотском побережье Сахалина прослеживается терраса, высота которой изменяется от 15 до 100 м.

Ширина описываемой террасы от бровки до тылового шва составляет 170-500 м. На отдельных участках (севернее р. Калинки) терраса выклинивается и уступ ее сливается с уступом III террасы, а вблизи бывшего пос. Зырянского круто обрывается на север, в сторону небольшого залива в районе устья р. Сова.

Терраса имеет скульптурный (г. Невельск, репера 464, 382) или скульптурно-аккумулятивный (репера 416, 355 и др.) характер. В первом случае она слагается сильно выветрелыми песчаниками и алевролитами невелиской свиты (N, nv), в которых сохраняются, видимо, корни коры выветривания.

(высоты в м)				Локальная терраса и террасовидные площадки неопределенного генезиса (высота, м)			Положение реперов nivelirной сети
II терраса			III терраса	бровка	тыловой шов	среднее	
бровка	тыловой шов	среднее	бровка				
34	-	-	88	-	-	-	II терраса
64	-	-	126?	33	-	-	I (морская) терраса
				41	-	-	
				46	-	-	
49	70	59	139	-	-	-	То же
83	97	90	178	-	-	-	"
94	120	107	152	-	-	-	"
101	113	107	137	10	16	13	Локальная 10-метровая терраса
				26	-	-	
				35	36	35	
105	136	120	163?	70	79	74	

В районе г. Невельска на поверхности террасы на выветрелых породах местами встречаются хорошо окатанные гальки. Во втором случае аккумулятивный материал залегают на выветрелых коренных породах (репера 416, 355) и представлен гальками, реже валунами выветрелых песчаников и иногда алевролитов, включенных в сероватую супесчано-суглинистую массу. Гальки и валуны хорошо или слабо окатаны.

По данным Г.С. Ганешина (1970), близ г. Холмска в осадках 40-метровой террасы, т.е. в отложениях описываемого террасового уровня, встречены пресноводные виды диатомей, характерные для эвтрофных водоемов, что указывает на формирование их в континентальных условиях.

Ручьи и небольшие речки, врезающиеся в достаточно выровненную поверхность террасы, имеют узкие V-образные, нередко висячие долины.

Третий террасовый уровень выражен менее отчетливо, чем два первых. Наиболее четко он устанавливается в г. Холмске и на отрезке между реками Калинкой и Совой (район репера 355), где высота бровки соответственно составляет 88 и 139 м. Не вполне ясно положение этого уровня в районе г. Невельска и репера 523.

В Холмске и вблизи устья р. Калинки (в 1 км к югу от репера 355) устанавливается скульптурно-аккумулятивный характер этой террасы. Аккумулятивный материал подстилается почти неветрелыми песчаниками и алевролитами холмской (N_{1hl}) и невелисской (N_{1nv}) свит. В районе устья р. Калинки аккумулятивный материал представлен хорошо окатанными гальками, гравием и грубозернистым песком, которые перекрываются буроватым суглинком. Общая мощность аккумулятивного слоя составляет 7 м.

Г.С. Ганешин (1970) указывает, что генезис прибрежных террасовых уровней высотой более 15-25 м на Сахалине остается недостаточно ясным. Воп-

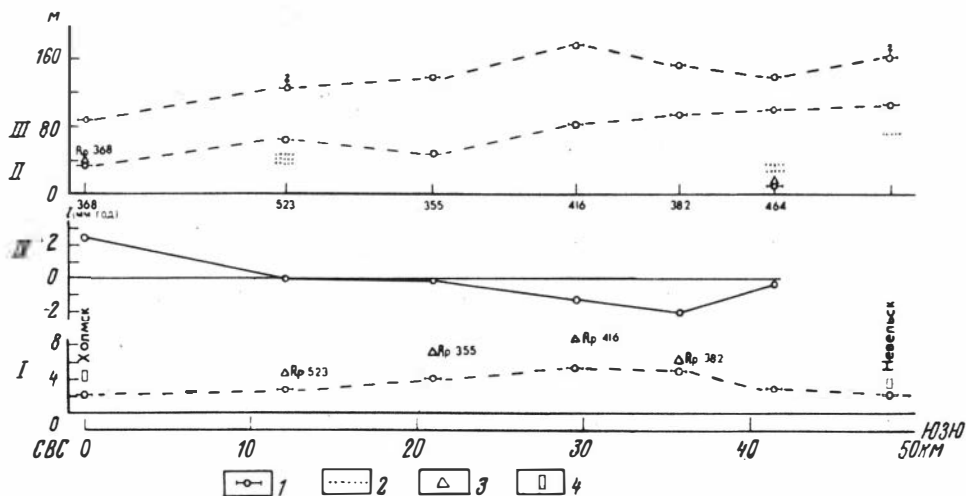


Рис. 2. Соотношение скоростей современных тектонических движений с высотами террас различных уровней.

I - первая морская терраса голоценового возраста; II и III - вторая и третья террасы; IV - график скоростей изменения высот реперов относительно репера 523 за 1959-1970 гг.

1 - высота бровки террас; 2 - бровки террасовидных площадок неопределенного генезиса, 3 - репера государственной сети, 4 - контрольные репера водопостов.

рос о возрасте описанных двух верхних террас в настоящее время также остается открытым.

Наряду с описанными тремя террасовыми уровнями, почти непрерывно прослеживаемыми от Холмска до Невельска, в районе репера 416 устанавливается локально развитая терраса, максимальная высота бровки которой составляет 10 м. Поверхность ее наклонена в северном и южном направлениях и на сравнительно небольшом расстоянии сливается с поверхностью I (морской) террасы. Ширина ее составляет 30 м, и по своему характеру она является скульптурно-аккумулятивной. Учитывая высоту террасы, возраст ее можно считать голоценовым или верхнечетвертичным (Соловьев, 1961).

Кроме того, на крутом уступе II террасы местами наблюдаются различные по высоте и обычно небольшие по размерам выровненные террасовидные площадки, происхождение которых остается не совсем ясным. Они либо представляют собой результат оползневых явлений, либо это отставшие в поднятии участки выровненной поверхности II террасы, относительное смещение которых происходило по плоскостям напластования или разломам. Среди этих образований выделяется отставший при поднятии II террасы блок в районе г. Невельска, сложенный сильно выветрелыми песчаниками и алевролитами невелинской свиты (N, nv) с сохранившимися корнями коры выветривания.

Слабо выраженной ступенчатостью характеризуется также уступ III террасы в г. Холмске. В коренных породах, подстилающих рыхлый гравийно-галечный материал террасы, фиксируются плоскости трещин, простирающие которых совпадает с направлением террасированного склона.

Все эти факты наводят на мысль, что уступы II и III террас совпадают с зонами трещиноватости и, видимо, разломов. Массовые замеры простирающих крутопадающих трещин в породах невелинской свиты (N, nv), проведенные вдоль побережья между реками Калинкой и Совой (район репера 355), выявили две их системы. Простираение одной совпадает с направлением уступов II и III террас; вторая система располагается к ним почти перпендикулярно и, вероятно, оказывает значительное влияние на заложение речной сети.

Две верхние террасы имеют хорошо сохранившиеся уступы (особенно II терраса) и пересекаются узкими V-образными, нередко висячими долинами. Эти данные свидетельствуют о сравнительно быстром поднятии рассматриваемого участка, а положение его в зоне Западно-Сахалинского глубинного разлома позволяет предположить, что смещения происходили по новейшим или омоложенным разломам.

Сравнение высотного положения террас различных уровней показывает, что характер деформаций первого и третьего уровней на рассматриваемом участке в основном совпадает (исключение составляет район г. Невельска, где положение III террасы не совсем ясно).

Характер деформаций I и II террас совпадает лишь в районе г. Холмска и репера 355, а в остальных случаях наблюдаются обратные соотношения, т.е. меньшим высотам первого террасового уровня соответствуют большие высоты второго уровня.

Контрольные репера водпостов в Невельске и Холмске, а также большинство реперов высотной сети, по которым выполнено повторное нивелирование, располагаются на I (морской) террасе. Исключение составляют лишь репера 368 и 464, первый из которых находится на II террасе в г. Холмске, а другой — на поверхности локальной террасы высотой 10 м, расположенной севернее пос. Ловецкое.

Повторное нивелирование показало, что репера 523, 355 и 464 за 11-летний период практически не изменили своих высот относительно друг друга (см. таблицу и рис. 2). При этом положение репера 464 на локальной террасе не сказалось на его относительном смещении, что может свидетельствовать о ее "жесткой" связи с I (морской) террасой.

Репера 416 и 382, располагающиеся на участках, где I терраса характеризуется наибольшими высотами, опустились за указанный период относительно трех вышеуказанных реперов.

Репер 368, находящийся на II террасе, поднялся относительно всех других реперов. Этот факт указывает на дифференцированный характер движений II и III террас. Не исключено, что движение происходит по новейшему или омоложенному разлому, разделяющему эти террасы.

На основании анализа среднегодовых значений уровня Татарского пролива в портах Холмск и Невельск (в первом за период 1947-1969 гг., во втором за 1955-1969 гг.) установлено, что побережье в этих пунктах стабильно (эвстатическое поднятие уровня Мирового океана не учитывается).

Отсутствие связи нивелирования 1959 г. с водомерными постами не позволяет, строго говоря, вычислить скорости вертикальных смещений реперов относительно среднего уровня моря. Однако, учитывая сравнительно малое удаление репера 523 от Холмского водпоста (12 км) и их одинаковое расположение на I (морской) террасе, высота которой в этих пунктах практически одинакова, можно с определенными допущениями принять этот репер за неподвижный, а вычисленные относительно него значения скоростей считать относенными к среднему уровню Татарского пролива (см. таблицу и рис. 2).

Данные уровенных наблюдений и повторного нивелирования показывают, что западное побережье Сахалина на участке Холмск — Невельск в настоящее время в большей своей части практически стабильно. Как видно из таблицы и рис. 2, характер современных тектонических движений на побережье не согласуется с амплитудой и направленностью новейших деформаций различных террасовых уровней.

Участки побережья, опускающиеся со скоростью 1-2 мм/год (репера 416, 382), приурочены к районам, которые характеризуются наибольшими высотами первого и третьего террасовых уровней, т.е. современные тектонические движения здесь имеют обратные соотношения с новейшими деформациями.

Репер 368, расположенный на II террасе и поднимающийся со скоростью 2,5 мм/год, свидетельствует о дифференцированном характере движений западного крыла Южно-Приморского поднятия.

ВЫВОДЫ

1. Новейшие деформации террас первого и третьего уровней в большинстве случаев совпадают по своей направленности и имеют чаще обратные соотношения с деформациями II террасы.

2. Современные тектонические движения побережья обычно не согласуются с направленностью и амплитудой новейших деформаций различных террасовых уровней.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С. Основные черты тектоники. - "Геология СССР", т. XXXIII. М., "Недра", 1970.
- Гальцев-Безюк С.Д. Новейшая тектоника. Атлас Сахалинской области. М., 1967.
- Гальцев-Безюк С.Д., Сычев П.М. О характере сочленения структур Татарского пролива и Западно-Сахалинского антиклинория. - Геология и геофизика, 1963, № 3.
- Ганешин Г.С. Геоморфология. - "Геология СССР", т. XXXIII. М., "Недра", 1970.
- Ковальчук В.С., Гальцев-Безюк С.Д. Глубинные разломы Сахалина. Материалы по региональной тектонике СССР. М., "Недра", 1964.
- Мельников О.А. История формирования структуры Южного Сахалина в палеогене и неогене. М., "Наука", 1970.
- Рудич М.Е. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Соловьев В.В. Геоморфологическое строение о. Сахалина. Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии СССР. - Изв. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 42, 1961.
- Соловьев В.В. Новейшая тектоника. - "Геология СССР", т. XXXIII. М., "Недра", 1970.

О. А. Брайцева, П. В. Мелекесцев, Э. П. Эрлих

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА (на примере Камчатки)

Классическое положение геоморфологии, рассматривающее рельеф как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных сил, сохраняется и в районах молодого вулканизма. Однако здесь формирование и развитие рельефа идут при резком преобладании эндогенных факторов, и в первую очередь вулканизма, который определяет не только возникновение и распространение основных форм рельефа, но во многом и их преобразование.

Районы молодого вулканизма являются наиболее благоприятными для структурно-геоморфологических исследований, поскольку здесь, как нигде, внешние морфологические эффекты геологической структуры имеют ярчайшее выражение. Причем наряду с тектоникой как важнейший структурный фактор выступает вулканизм. Вулканогенная аккумуляция и вулканотектонические движения определили облик современного рельефа молодых вулканических районов. Н.А. Флоренсов (1965) справедливо отмечал, что в природе мы имеем дело с бесчисленным разнообразием соответствия наружных форм структуре их субстрата - от почти полного до почти исчезающего соответствия, и в качестве примеров полного соответствия приводил быстро развивающиеся "живые структуры" сбросов и сдвигов. Рельеф ряда районов современного вулканизма представляет образец такого почти полного соответствия.

Это объясняется крайне большой скоростью протекания вулканических процессов, несравнимой со скоростью проявления тектонических движений или экзогенных процессов. В связи с малой скоростью тектонических деформаций невозможно представить себе формирование тектонических структур, которые не испытывали бы в то же самое время воздействия процессов разрушения. Случай быстрого поднятия пенеплена на большую высоту и последующего расчленения его эрозией, взятый Дэвисом за исходный момент географического

цикла, является чисто умозрительным и подвергся наибольшей критике. В вулканических районах высокая интенсивность вулканических проявлений приводит к почти мгновенному в геологическом смысле созданию форм рельефа, которые возникают как прямое морфологическое выражение эндогенных вулканических процессов и лишь потом подвергаются разрушению. При этом периодическая повторяемость вулканических извержений может сводить на нет воздействие денудационных факторов и восстанавливать первичный облик вулканических форм.

При структурно-геоморфологическом анализе вулканического рельефа важное значение для понимания развития этого рельефа имеет изучение следующего генетического ряда: структура – механизм обработки (процесс) – геоморфологический результат, наблюдаемый в настоящий момент, а также возможные прогнозы относительно дальнейшего развития. Ниже будет сделана попытка рассмотреть эти основные вопросы на примере Камчатской вулканической области.

СТРУКТУРНАЯ ПРИУРОЧЕННОСТЬ ВУЛКАНИЗМА

В пределах островных дуг и близких к ним типов тектонических систем (Эрлих, 1965, 1968) современные вулканические пояса связаны со структурами типа грабен-синклиналей. В тектонических системах типа Камчатки грабен-синклинали представляют собой линейные прогибы, в большинстве случаев заполненные плиоцен-четвертичными вулканогенными толщами (рис. 1). Фундамент, сложенный породами складчатого основания, в пределах грабен-синклиналей резко опущен и, как правило, располагается ниже современного эрозионного вреза гидросети или уровня моря. Амплитуда опускания составляет от сотен до 1000 м, а суммарный размах движений относительно смежных горных систем достигает 1500–3000 м. При любых вариациях морфологии ширина грабен-синклиналей всегда соответствует ширине смежных с ними поднятий, чем эти структуры резко отличаются от грабенов нормального типа. Сочленение с горст-антиклинальными поднятиями происходит либо по зонам крупноамплитудных сбросов, либо путем пологого погружения выполняющих прогиб толщ от борта горст-антиклинального поднятия к осевой части структуры. Обычно разлом наблюдается на одном борту структуры, обращенном к глубоководному желобу, второй же, тыловой борт полого сочленяется со смежным поднятием.

Грабен-синклинали имеют унаследованно-наложенный характер. В большинстве случаев они наследуют положение неогеновых зон интенсивного прогибания, которые зачастую являются вулканическими поясами соответствующего времени. Частично же грабен-синклинали пересекают зоны прогибания под углом и накладываются на комплексы пород более древнего возраста. Степень унаследованности (или соответственно наложенности) изменяется в различных типах подвижных областей. В системах типа Камчатки при общем унаследованном развитии четвертичных вулканических поясов наблюдается наложение отдельных их участков на разнородные структуры (вследствие общего продвижения фронта структур). Поэтому в отдельных случаях значительные участки или даже целые звенья вулканического пояса имеют наложенный характер (например, грабен-синклиналь Восточной Камчатки). Одновременно наблюдается, хотя и в меньших масштабах, продвижение вулканического пояса в сторону тыловой части подвижной области и вдоль оси ее (смещение положения четвертичных вулканических зон Срединного хребта, частично накладываются на тыловой прогиб Западной Камчатки).

Во всех указанных отношениях грабен-синклинали отличаются от нормальных рифтовых зон, образующихся на своде растущего поднятия. Широко распространено представление о формировании грабен-синклиналей вулканических поясов в связи с просадкой после выбросов значительных масс кислого магматического материала. Анализ данных показывает, что грабен-синклиналь Кам-

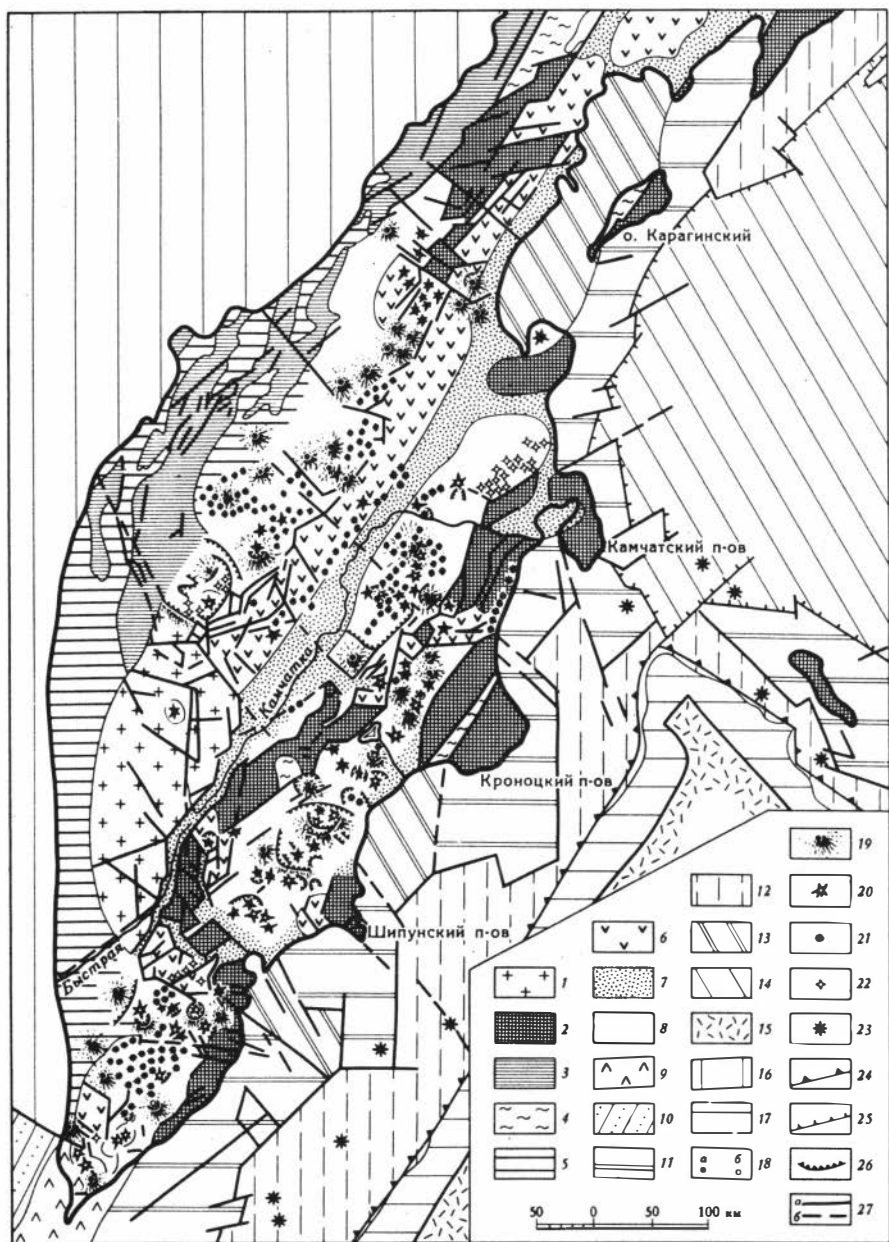


Рис. 1. Схема современной тектоники Камчатки.

1 - Малкинский свод, заложившийся в палеогене на территории Срединного массива и части геосинклинального трога (C_{r2} - Pg); 2 - горст-антиклинальные поднятия, наследующие положение геосинклиналей внешней дуги и активно "живущие" с миоцена; 3 - Тигильско-Паланская система поднятий, сформировавшаяся в плиоцене в осевой части Камчатского тылового прогиба; 4 - участки плиоценовых прогибов, вовлеченные в активное поднятие в четвертичное время; 5 - моноклираль Западной Камчатки - современная платформа на месте бывшего тылового прогиба; 6 - аккумулятивно-тектонические зоны поднятий четвертичного возраста, наследующие положение бывшей "геоантиклинали" внутренней дуги неогенового времени; 7 - зоны активного континентального осадконакопления в четвертичное время; 8 - грабен-синклинали; 9 - аккумулятивно-тектоническая "геоантиклиналь" внутренней дуги Курильской островной гряды; 10 - современный тыловой прогиб Курильской островной гряды; 11 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 12 - современный тыловой прогиб Кроноцкого полуострова; 13 - современный тыловой прогиб Шипунского полуострова; 14 - современный тыловой прогиб Бастры; 15 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 16 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 17 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 18 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 19 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 20 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 21 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 22 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 23 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 24 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 25 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 26 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова; 27 - современный тыловой прогиб Камчатского полуострова.

чатки заложилась до начала четвертичной вулканической деятельности, хотя обновление ее происходило параллельно с вулканизмом. Отмечается также резко различие между объемом изверженного вулканического материала и объемом грабен-синклинали: последний много больше первого. Это особенно хорошо видно на примере Центральной Камчатской депрессии: общая длина этой структуры 1700 км, тогда как почти все вулканические проявления концентрируются на ее среднем участке длиной только 500 км. В то же время зависимость амплитуды прогибания от количества изверженного материала и типа вулканизма несомненна. В случае, когда в грабен-синклинали располагаются линейные ряды стратовулканов, прогибание относительно незначительно. В случае же, когда на определенном участке структуры концентрируются центры массовых выбросов кислого пирокластического материала или массовых базальтовых излияний, амплитуда опусканий достигает максимальных значений. Так, если в Кроноцко-Гамченском районе Восточно-Камчатской грабен-синклинали (где располагаются линейные ряды стратовулканов) смещение за четвертичное время не превышает 200 м, то на центральном участке той же структуры, в Крымско-Семячинском районе (где располагаются крупные центры, давшие огромные по масштабам выбросы кислой пирокластики) оно достигает 1500 м. Таким образом, сам факт локализации массовых вулканических проявлений в грабен-синклиналах обуславливает усложнение этих структур: накопление здесь мощных вулканических толщ приводит к дополнительной компенсационной их просадке.

Для понимания тенденций развития структуры вулканических поясов важное значение имеет тип связанного с ними поля силы тяжести. Обычны слабоотрицательные или небольшие положительные гравитационные аномалии, не идущие в сравнение с интенсивными положительными аномалиями, характерными для смежных зон геодинамических поясов. Вне зависимости от трактовки природы данного явления оно свидетельствует о том, что изостатическое равновесие здесь нарушено и соответственно следует ожидать интенсивного воздымания этих зон.

Интересно в этом отношении проследить преобразование зон неогенового вулканизма Камчатки. Примером может являться так называемая Козыревско-Быстринская зона поднятий в северной части Срединного хребта Камчатки. В миоцене и плиоцене эта структура представляла зону активного вулканизма, формирующуюся на фоне растущего поднятия и игравшую роль внутренней вулканической дуги. В роли внешней вулканической дуги выступала цепь островов, сформировавшихся на месте современного Восточного хребта. В нижнечетвертичное время вулканизм в пределах рассматриваемой зоны полностью завершается и она формируется как тектонический Козыревско-Быстринский свод. Эта структура разделила надвое северную часть депрессии и привела к формированию двух новых структур - синклинали Срединного хребта и Центральной

ной дуги; 11 - участки "внешней дуги", выступавшие в период неогена как устойчивое поднятие, позднее опущенные; 12 - участки континентального склона с неизвестным характером субстрата; 13 - грабен-синклинали структуры, в пределах которых идет активное осадконакопление в морских условиях некомпенсированного типа; 14 - океаническое ложе; 15 - валообразные поднятия на океанической коре вдоль внешнего края желобов; 16 - синеклиза Охотского моря, где активно идут процессы компенсированного осадконакопления в морских условиях; 17 - океанические желоба; 18 - эруптивные центры: а - потухшие, б - активные; 19 - шитовые и крупные лавовые вулканы; 20 - стратовулканы и вулканы со сложной постройкой; 21 - шлаковые конусы и лавовые вулканы, связанные с ареальным вулканизмом; 22 - экструзивные купола регионального типа; 23 - подводные вулканы; 24 - зона глубинного разлома вдоль края океанических желобов; 25 - флексуря коры на стыке океан-континент на участках отсутствия желобов; 26 - вулканотектонические нарушения; 27 - разломы: а - активно "живущие", б - пассивные зоны фундамента.

Камчатской депрессии в ее современном виде. Одновременно или чуть позднее в этих вновь образовавшихся структурах заложилась новая вулканическая зона. Окончательное формирование Козыревско-Быстринской системы сводов, отмирание вулканизма в пределах этой структуры и возникновение двух новых грабен-синклиналей и сопутствующих им вулканических зон – существенный этап в эволюции геологического строения и вулканизма Камчатки. С этого времени перестает существовать четко выраженная зональность, характерная для системы островных дуг: внешняя дуга – внутренняя дуга – тыловой прогиб. Вместо этого появляется эшелонированная система грабен-синклиналей с широким развитием в их пределах вулканизма и невулканических зон горст-антиклиналей.

Другим типом преобразования неогеновых вулканических поясов в четвертичное время является их телескопирование. При этом новая фаза погружения захватывает лишь узкую центральную часть неогенового вулканического пояса, а его краевые участки испытывают воздымание до уровня окружающих поднятий. Примером такого типа преобразования вулканических поясов является развитие структуры грабен-синклиналей Южной и Восточной Камчатки.

Расположение вулканических аппаратов внутри грабен-синклиналей контролируется ослабленными зонами фундамента. При этом отмечается полное отсутствие вулканов вдоль активных сбросов обрамления структуры. Активные перемещения по разломам фундамента, контролирующим распределение вулканических центров, в момент вулканизма отсутствуют. По типу структурного контроля можно выделить резко различные группы вулканов.

1. Трещинные и ареальные излияния. Аппараты извержения локализируются вдоль трещин растяжения, так что подводящий канал группы линейно расположенных мелких лавовых вулканов и шлаковых конусов почти до поверхности представляет собой дайку.

2. Линейные ряды стратовулканов. Извержения связаны с центральными каналами, локализующимися вдоль линейной ослабленной зоны фундамента. Изолированные вулканические центры локализируются на пересечении ослабленных зон фундамента. О линейном расположении вулканов здесь можно говорить в очень отдаленном приближении. Проявления региональной тектоники практически не выражены. В связи с такими центрами обычны крупные вулcano-тектонические депрессии.

Приуроченность областей современного вулканизма к структурам типа грабен-синклиналей является общим правилом. В зонах интенсивно растущего поднятия проявления вулканизма обычно отсутствуют. Более того, в самих вулканических поясах интенсивное воздымание структуры отмечается лишь после прекращения в ее пределах вулканической деятельности.

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В СОЗДАНИИ РЕЛЬЕФА

Вулканическая аккумуляция и создаваемые ею формы рельефа. В пределах грабен-синклиналей, к которым приурочено наиболее интенсивное развитие вулканизма, вулканическая аккумуляция оказывает действие, противоположное действию тектонических движений. При анализе характера накопления вулканических продуктов следует принимать во внимание ряд важных моментов: 1) огромную скорость накопления, не компенсирующегося прогибанием того же масштаба; 2) значительную устойчивость лавовых толщ по отношению к эрозии; 3) приуроченность вулканических проявлений к зонам отстающего поднятия, что способствует сохранности откладывающихся продуктов. Вследствие этих особенностей в процессе накопления вулcanoгенного материала происходит компенсация или перекомпенсация прогибов и в результате этого как бы инверсия структуры, созданной тектоническими движениями. Вследствие действия фактора перекомпенсации вулканические пояса, как правило, в разрезе имеют форму линзы, нижняя сторона которой отражает процесс тектонического погружения, а верхняя – эффект аккумуляции вулcanoгенных толщ. Эффект вулкани-

ческой аккумуляции выражается в том, что на месте равнин, появления которых следовало бы ожидать в предгорных и межгорных депрессиях, образуется типичная горная страна, абсолютные высоты в пределах которой часто достигают абсолютных отметок в окружающих горстовых поднятиях.

В условиях Камчатки классическим примером перекомпенсации можно считать наличие в основании Авачинской группы вулканов хребта, сложенного вулканическими породами плиоцена – четвертичного времени. Хребет этот заполняет грабен в меловых отложениях глубиной до 1500 м и поднимается до высоты 1000 м, образуя положительную форму рельефа. Расположенные на этой аккумулятивной гряде вулканы Авачинской группы делают еще более разительной картину перекомпенсированного развития.

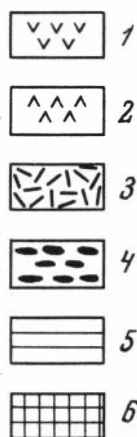
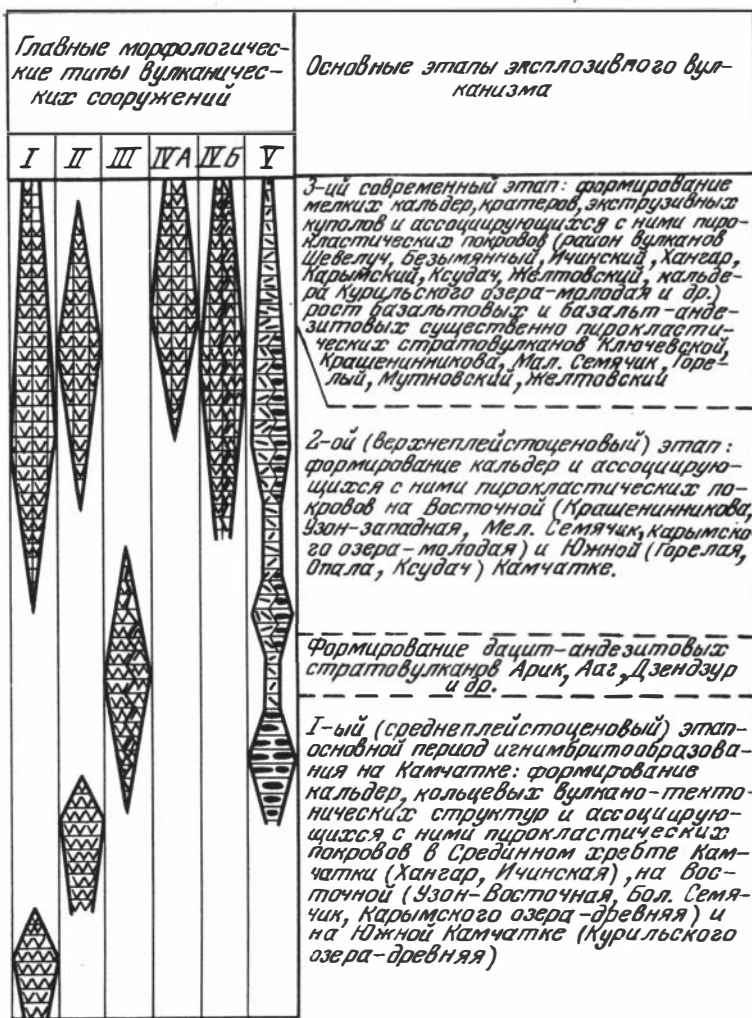
Типичными примерами компенсированных и перекомпенсированных прогибов являются и обширные вулканические области Восточной Камчатки, Южной Камчатки, северной части Срединного хребта. Здесь в пределах грабен–синклиналей в результате интенсивной вулканической аккумуляции плиоцен–четвертичного времени были созданы обширные вулканические нагорья с абсолютными отметками в среднем 700 – 1000 м, осложненные вулcano–тектоническими депрессиями и многочисленными вулканическими конусами. Быстрое заполнение тектонических прогибов в результате вулканической аккумуляции и их перекомпенсации уменьшают в целом контрастность рельефа, создаваемую резко дифференцированными тектоническими движениями в такой подвижной области, как Камчатка.

Создаваемые вулканической аккумуляцией формы рельефа тесно связаны с типом самой аккумуляции, которая обусловлена характером вулканической деятельности и, в частности, способом выхода магматического вещества на поверхность. В зависимости от этого хорошо различаются два типа вулканических проявлений – центральные и площадные. Последние представлены базальтовыми ареальными излияниями и проявлениями кислого вулканизма регионального характера.

Ареальный вулканизм характеризуется массовыми излияниями лав из многочисленных, но небольших по размерам аппаратов. Создаваемые формы рельефа – одноактные лавовые или шлаковые конусы, размеры которых сильно варьируют: наиболее мелкие имеют диаметр основания 40–50 м, высоту 10–15 м и объем 3000–5000 м³, самые крупные – соответственно 1,4–1,5 км, 0,3–0,35 км и 0,1–0,2 км³. Конуса либо беспорядочно, либо вытянутыми рядами располагаются на поверхности обширных лавовых равнин, образованных многочисленными слившимися и наслоенными один на другой лавовыми потоками. Площади таких равнин могут достигать 800–1000 км², а количество конусов превышать 100–200.

Региональные проявления кислого вулканизма в отличие от площадных базальтовых излияний имеют эксплозивный характер. Этот тип вулканизма характеризуется поступлением на поверхность огромных объемов ювенильного пирокластического материала (до 150–200 км³ из одного центра извержения) в виде быстро следующих один за другим пирокластических потоков. Отложения последних могут быть представлены как неспекшимися пемзовыми туфами, так и сваренными туфами разной степени спекания (игнимбритами). Образующиеся пемзовые и игнимбритовые покровы, сложенные наслаивающимися один на другой пирокластическими потоками, выступают в рельефе в виде обширных пирокластических равнин, которые после расчленения эрозией превращаются в вулканические плато. Площади, занятые такими пирокластическими равнинами, огромны. Так, реконструированные средне–верхнеплейстоценовые пирокластические покровы Южной и Восточной Камчатки занимали площадь 11 тыс. км². На месте центров извержений, имевших, по–видимому, трещинный характер, формируются обширные депрессии – кальдеры обрушения (см. ниже).

Вулканические проявления центрального типа приводят к формированию различных по облику и строению вулканических конусов. Среди них различаются щитовые и щитообразные вулканы и стратовулканы. Современные щитовые вулканы представляют собой сложенные базальтовой лавой пологосклонные (крутизна склонов в нижней части 3–5°, в верхней – 8–10°) вулканические кону-



занные с проявлением вулканизма ареального и трещинного типа; II - щитовые и щитообразные вулканы; III - существенно лавовые стратовулканы; IVа - существенно пирокластические стратовулканы базальт-андезито-базальтового состава; IVб - существенно пирокластические стратовулканы андезитового состава; V - пирокластические покровы.

стратовулканы являются одними из наиболее крупных вулканических форм Камчатки: диаметр их основания 3-18 км, высота 1-3,5 км, объем 3-300 км³, крутизна склонов достигает в нижней части конуса 8-10°, в верхней - 30-35°. Нередко два-три вулкана сливаются между собой, образуя короткие вулканические хребты.

Особый тип вулканической аккумуляции связан с экструзивной деятельностью. В результате поступления на поверхность вязкой лавы преимущественно кислого состава образуются не конусы, а экструзивные купола и связанные с ними короткие и мощные каплевидные лавовые потоки. Размеры куполов сильно варьируют: поперечник основания от нескольких десятков метров до 1,5-2 км, высота до 500 м. Экструзивные купола могут осложнять строение конусов вулканов, внедряясь на заключительных этапах их деятельности. Они могут иметь также площадное развитие, образуя массивы из многочисленных близкорасположенных или слившихся экструзий. Такие массивы часто приурочиваются к районам площадного развития продуктов кислого вулканизма и вулкано-тектонических депрессий (кальдер обрушения).

Длительность формирования описанных аккумулятивных вулканических форм рельефа существенно различается. Одноактные формы, к которым относится большинство шлаковых и лавовых конусов, экструзивных куполов, равнин пирокластических потоков, образуются практически "мгновенно" в геологическом масштабе времени. Длительность формирования этих форм колеблется от нескольких часов до 10–15 лет: равнины пирокластических потоков – часы и сутки, шлаковые и лавовые конусы – от нескольких дней до 1–2 лет, экструзивные купола – до 10–15 лет. Длительность формирования многоактных вулканических образований значительно большая: крупные стратовулканы, обширные лавовые равнины, сложно построенные пирокластические покровы формируются в течение тысяч и десятков тысяч лет, огромные щитообразные и щитовые вулканы – многие десятки и, возможно, сотни тысяч лет. В формировании многоактных построек центрального типа различаются две стадии: стадия роста вулканического сооружения, соответствующая периоду интенсивной вулканической деятельности, компенсирующей эффект воздействия экзогенных факторов, и стадия начинающегося моделирования построек экзогенными процессами, соответствующая этапу ослабления активности вулкана. Длительность первой стадии, как правило, во много раз меньше длительности второй. Для существенно пирокластических вулканов продолжительность первой стадии от нескольких десятков лет до 8–10 тыс. лет, второй стадии – десятки тысяч лет (до 30–40 тыс. лет).

Проведенные на Камчатке исследования показали, что в течение четвертичного периода вулканические формы рельефа закономерно сменяются во времени (рис. 2). Причем, несмотря на разнообразие вулканических проявлений, в каждый из моментов истории геологического развития любой достаточно длительный отрезок времени характеризуется максимальным развитием специфических для него вулканических форм рельефа. Последовательность смены форм во времени свидетельствует о направленно-циклическом развитии четвертичного вулканизма, укладывающегося в рамки двух крупных циклов. В течение первого (ранний плейстоцен – первая половина среднего плейстоцена) наблюдается переход от огромных щитообразных вулканов, и форм, связанных с массовым проявлением ареального вулканизма, к формированию существенно лавовых стратовулканов (середина цикла) и образованию обширных пирокластических равнин и кальдер на завершающих этапах цикла. Второй (незавершенный) цикл начинается 50–60 тыс. лет назад и характеризуется возникновением и широким развитием крупных стратовулканов, столь типичных для современного рельефа полуострова, а также формированием шлаковых и лавовых конусов, мелких щитовых вулканов и обширных лавовых равнин, связанных с массовыми базальтовыми излияниями.

Отрицательные вулканические формы рельефа. Образование аккумулятивных форм рельефа отражает главную сторону рельефообразующей деятельности вулканизма. Однако вулканические проявления обуславливают также возникновение широко распространенных отрицательных форм рельефа, одни из которых непосредственно связаны с вулканическими явлениями (эксплозивные кратеры, маары, воронки взрыва), а другие являются результатом взаимодействия парагенетически обусловленных процессов вулканизма и тектоники (вулcano-тектонические депрессии). Среди вулcano-тектонических депрессий наилучшим образом выражены морфологически в виде крупных отрицательных форм рельефа структуры, называемые кальдерами обрушения: кальдеры гавайского типа и кальдеры типа Кракатау. Кальдеры гавайского типа (представляющие собой провальные формы на вершинах вулканов, связанные с оттоком в стороны магматических масс) встречаются на Камчатке крайне редко. Кальдеры типа Кракатау, напротив, распространены очень широко и во многом определяют облик вулканического рельефа Восточной вулканической зоны и Южной Камчатки. Поэтому они заслуживают специального рассмотрения.

Возникновение кальдер типа Кракатау обычно связывается с обрушением кровли магматического очага после извержения больших объемов пемз или игнимбритов, обширные поля которых располагаются вокруг кальдер. Кальдеры

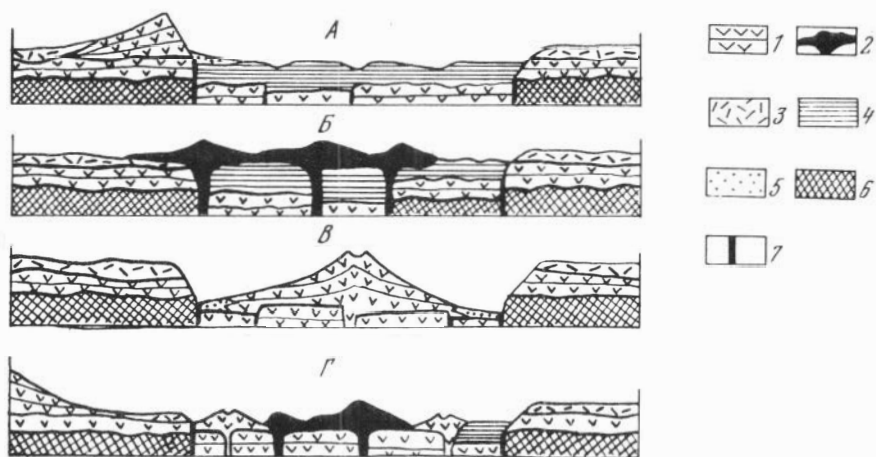


Рис. 3. Морфологические типы кальдер обрушения.

1 - породы базальт-андезитового состава; 2 - породы экструзивных куполов (преимущественно андезито-дациты и дациты); 3 - игнимбриты; 4 - озерные отложения; 5 - прочие вулканогенно-осадочные отложения; 6 - породы складчатого основания; 7 - подводящие каналы вулканов центрального типа

представляют собой хорошо выраженные в рельефе котловины округлой или овальной формы диаметром 4-25 км. Эти депрессии не приурочены к вершине одного какого-либо вулкана, а имеют четко наложенный характер и "срезают" различные по возрасту и составу вулканические образования. Борты кальдер обычно выражены очень четко в виде круглых уступов высотой в несколько сотен метров. Высота бортов отражает видимую амплитуду перемещения по кольцевым разломам; истинную амплитуду оценить обычно не удастся, так как дно кальдеры перекрыто более молодыми отложениями. Положение собственно кольцевого разлома фиксируется заложившимися по нему долинами рек, дайками, выходами термальных вод.

Большинство кальдер Камчатки - весьма близкие по возрасту молодые (средне-верхнеплейстоценовые) образования. Они хорошо выражены в рельефе и слабо обработаны экзогенными процессами. Эти структуры сильно изменили свой первоначальный облик, но эти изменения тесно связаны с характером и интенсивностью посткальдерного вулканизма, развивающегося в кальдерах. Можно выделить несколько морфологических типов кальдер, геоморфологическое строение которых обусловлено особенностями последующего вулканизма.

К первой группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм проявился относительно слабо. В этом случае кальдера выполняется озерными осадками, а ее дно представляет равнину, кое-где осложненную единичными посткальдерными экструзивными куполами (рис. 3). Если накопление осадков не компенсирует депрессию, то она сохраняется в рельефе как прекрасно морфологически выраженная глубокая котловина (примером может служить западная часть Узонско-Гейзерной кальдеры на Восточной Камчатке, рис. 3, а). Если же накопление озерных осадков происходит достаточно быстро, а лавовые потоки экструзивных куполов, растекающиеся по поверхности этих равнин, имеют большую мощность, то может произойти почти полное заполнение кальдеры вровень с бортами и она перестанет существовать как отрицательная форма рельефа (восточная часть Узонско-Гейзерной депрессии, рис. 3, б).

Ко второй группе относятся кальдеры, в пределах которых посткальдерный вулканизм получил достаточно интенсивное развитие. В этом случае можно выделить два широко распространенных морфологических типа кальдер в зависимости от специфики посткальдерного вулканизма: 1) кальдеры, в которых

последующая вулканическая деятельность выразилась в образовании одного или нескольких слившихся стратовулканов, располагающихся либо в центре кальдеры, либо в ее окраинной части (рис. 3, в); кальдеры, дно которых является местом накопления продуктов деятельности этих вулканов и представляет собой аккумулятивную равнину; примерами кальдер такого типа являются кальдеры Крашенинникова, Горелого, Опалы, Карымского и др.; 2) кальдеры, в пределах которых вулканическая деятельность выразилась в образовании целой группы относительно небольших вулканических сооружений, представленных стратовулканами или экструзиями (рис. 3, г). В этом случае на месте равнинного дна кальдеры возникает горный вулканический рельеф, причем вулканические аппараты захватывают почти все пространство котловины. Кальдера при этом еще продолжает существовать как морфологически выраженная форма, но значительная часть ее бортов может перекрываться вулканическими продуктами и не выражаться в рельефе; примером такого типа кальдер является кальдера Большого Семячика на Восточной Камчатке.

Вулканические ландшафты

Описанные выше вулканические формы встречаются в закономерных сочетаниях, образуя характерные вулканические ландшафты. Особенности этих ландшафтов определяются, с одной стороны, типом вулканизма района, а с другой – характером тектонических движений (в данном случае не рассматриваются ландшафты, возникшие в результате трансформации вулканического рельефа под действием экзогенных процессов).

Среди вулканических ландшафтов, изученных на примере Камчатки, можно выделить две крупные группы: ландшафты, связанные с развитием основного вулканизма (проявления центрального и площадного типов в разных тектонических условиях) и ландшафты, связанные с региональными проявлениями кислого вулканизма. Ниже приводится описание отдельных типов ландшафтов.

Отдельные стратовулканы или группы вулканов, расположенные в областях прогибания. Примерами таких ландшафтов являются Ключевская и Авачинская группы вулканов, Кроноцкая сопка и др. Здесь хорошо выражены два яруса рельефа с четким разделением на область сноса и область аккумуляции: верхний ярус – конусы вулканов, нижний – область равнин их подножий. Вулканические постройки обычно представлены стратовулканами, которые осложнены расположенными на их склонах латеральными экструзиями, побочными шлаковыми или лавовыми конусами. Подножия вулканов явились ареной аккумуляции вулканогенного и вулканогенно-осадочного материала и представляют собой равнины различного генезиса. Главную роль в рельефе подножий играют пролювиальные и флювиогляциальные равнины и обширные участки с холмисто-западинным рельефом. Лавовые равнины могут занимать сравнительно большие площади, однако они связаны не столько с деятельностью самих крупных вулканов, сколько с полями региональных зон арельного вулканизма в этих группах или с фокальными шлаковыми конусами. Небольшие участки занимают равнины пирокластических потоков и направленных взрывов, тяготеющие к долинам рек. Закономерности строения рельефа и отложений в таких районах детально описаны авторами в специальной работе (Мелекесцев и др., 1970).

Отдельные вулканы или вулканические группы, расположенные на поднятиях. Вулканические ландшафты этого типа пользуются на Камчатке сравнительно небольшим распространением. В этих районах вулканические образования насажены на поднятые и расчлененные вулканические плато периферических частей грабен-синклиналей или располагаются в пределах горстовых поднятий обрамления грабен-синклиналей на дочетвертичных дислоцированных породах. Вулканические формы представлены стратовулканами (вулканы Вилючик, Бакенинг и др.), которые местами, сливаясь, образуют короткие вулканические хребты (Гамченский ряд вулканов), а также шлаковыми и лавовыми конусами и экструзиями. Сами вулканические постройки по рельефу

не отличаются от описанных для предыдущего ландшафта. Отличия сказываются в строении областей юдножий: здесь они служат местом аккумуляции только вулканогенного материала, поставляемого во время извержений. Вулканогенно-осадочный материал выносится за пределы этих приподнятых участков, с чем связано почти полное отсутствие равнин, сложенных вулканогенно-осадочными отложениями.

Ландшафт участков массовых базальтовых излияний. Рельеф этих участков создан вулканической аккумуляцией в процессе интенсивных базальтовых излияний (северная часть Срединного хребта Камчатки, зоны ареального вулканизма Южной Камчатки и др.). Характерные особенности рельефа обусловлены сочетанием участков обширных лавовых равнин с насаженными на них многочисленными шлаковыми и лавовыми конусами, связанными с вулканизмом ареального или трещинного типа, и участков развития слившихся между собой пологосклонных щитовых вулканов. Наблюдается хорошо выраженное ярусное строение рельефа: верхний ярус образован щитовыми вулканами, небольшими шлаковыми и лавовыми конусами, нижний – лавовыми равнинами подножий щитовых вулканов и ареальных излияний. Лавовые равнины пользуются настолько широким распространением, что практически не оставляют места для развития равнин какого-либо другого генезиса.

Ландшафт участков регионального развития кислого вулканизма. Типичный пример таких ландшафтов представляет участок Восточной вулканической зоны от Кроноцкого вулкана на севере до Жупановского на юге и значительная часть территории Южной Камчатки. На этих участках грабен-синклиналей формируется наиболее сложный тип вулканического ландшафта, представляющий собой сочетание разнообразных, как положительных, так и отрицательных, форм рельефа. Нигде выравнивающая роль вулканизма не сказывается так сильно, как в этих районах. В процессе регионального кислого вулканизма почти не создается крупных положительных форм рельефа, за исключением небольших экстрезий заключительной фазы. Возникающие при эксплозивных извержениях пирокластические потоки распространяются на все большие расстояния от центров излияния, заполняют все понижения предшествующего рельефа и перекрывают прилегающие водоразделы. В итоге создаются обширные пемзовые и игнимбритовые равнины, которые затем, по мере эрозионного расчленения, превращаются в плато. Пирокластические равнины и плато играют в этом типе ландшафта ведущую роль, лишь местами между ними сохраняются небольшие участки более древних лавовых равнин или плато, не залитых пирокластическими потоками, или, напротив, появляются участки лавовых равнин, связанных с более молодыми излияниями. Однообразие равнинного ландшафта нарушается наличием крупных кальдер и стратовулканов, располагающихся либо в этих кальдерах, либо на поверхности плато. Кальдеры обычно образуются на месте бывших центров извержения пирокластического материала; особенности строения их рельефа, связанные с проявлениями посткальдерного вулканизма, были описаны выше. Отдельные вулканические сооружения, поднимающиеся над поверхностью равнин и плато, являются либо остатками в разной степени разрушенных стратовулканов предшествующего этапа, либо молодыми сооружениями, возникшими уже после образования кальдер. Причем интересно отметить, что если стратовулкан располагается в кальдере, то рельеф этих участков подчиняется закономерностям строения, отмеченным выше для ландшафтов первого типа – вулканических групп в депрессиях. Если вулканы располагаются на игнимбритовых плато, характер рельефа и протекающих процессов сходен со вторым типом ландшафтов. Таким образом, вулканический ландшафт районов кислого вулканизма представляет собой сложное полигенетическое образование, возникшее от сочетания ряда более простых ландшафтов. Однако последние находятся здесь в таком тесном парагенетическом единстве, что разделить их невозможно, и это сочетание и определяет облик современного рельефа областей регионального развития кислого вулканизма.

Вулканический рельеф, созданный первичной вулканической аккумуляцией, интенсивно разрушается под воздействием экзогенных процессов. В странах гумидного климата, к каким относится и Камчатка, главным экзогенным агентом, преобразующим вулканический рельеф, является вода и в меньшей степени – ледники. Особенность вулканических районов заключается в том, что для начала интенсивного эрозионного расчленения не требуется тектонического поднятия территории. Эффект вулканической аккумуляции можно сравнить с подъемом участков земной поверхности в результате локальных тектонических движений. Возникновение горного вулканического рельефа сразу вызывает интенсивную эрозию водотоков, которые стремятся вернуть рельеф к прежнему положению, нарушенному вулканической аккумуляцией. Поэтому положительные вулканические формы начинают интенсивно разрушаться практически сразу же после их создания.

Проведенные исследования по изучению возраста четвертичных вулканов Камчатки (Мелекесцев и др., 1970, 1971) позволили ориентировочно оценить длительность разрушения вулканических форм рельефа. Быстрее других разрушаются равнины пирокластических потоков, сложенные слабо уплотненным пирокластическим материалом. Длительность их существования измеряется сотнями и тысячами лет в зависимости от мощности отложений и площади равнин. Наиболее долгоживущими формами являются крупные шитовые и шитообразные вулканы, а также обширные лавовые равнины, которые могут существовать более 1 млн. лет. Прочие вулканические формы по продолжительности жизни занимают промежуточное положение: шлаковые конуса – от нескольких тысяч до 10–15 тыс. лет, крупные стратовулканы – десятки и сотни тысяч лет. Выступающий в процессе разрушения материал откладывается в зонах вторичной аккумуляции, где накапливаются вулканогенно-осадочные отложения. В положении зон вторичной аккумуляции имеются определенные закономерности. Если происходит разрушение вулканических построек на поднятых блоках, то образующийся материал целиком выносится в смежные зоны прогибания. Если вулканические формы возникают в пределах прогибающихся участков, но не заполняют их площади целиком, то ареной мощной аккумуляции служат подножия вулканических сооружений, при этом происходит заполнение депрессии вулканогенно-осадочными толщами значительной мощности. Если же в процессе регионального развития кислого или основного вулканизма вся площадь прогибающихся участков заполняется первичными вулканогенными отложениями и вследствие перекомпенсации прогиба возникает вулканическое нагорье, то оно в целом выступает как область сноса. Вулканогенно-осадочный материал в этом случае по долинам рек, расчленяющих нагорье, выносится либо в океан, либо в прилегающие тектонические прогибы. В пределах самой вулканической области зонами вторичной аккумуляции являются лишь кальдеры или небольшие грабены (вулканические области Восточной и Южной Камчатки, Срединного хребта). Таким образом, возможно как совмещение областей первичной и вторичной аккумуляции в пределах единой зоны прогибания, так и их пространственное разделение.

Экзогенные процессы в вулканических областях отличаются рядом своеобразных черт. Своеобразие флювиального процесса заключается в том, что основная эрозионно-аккумулятивная работа производится временными водотоками. Последние получают здесь, в области гумидного климата, широкое распространение в связи с огромной водопроницаемостью вулканогенных отложений. Временные водотоки формируют специфический тип отложений – вулканогенный пролювий (Мелекесцев и др., 1970). Последний почти полностью замещает в этих районах аллювиальные отложения и включает разнообразные фации – от типичных лахаровых до близких к аллювию отложений “сухих рек”. Своеобразие процесса (временные водотоки) и осадков (вулканогенный пролювий) сочетается со своеобразием образуемых аккумулятивных флювиальных форм рельефа. Они представлены континентальными дельтами – крупными конусами выно-

са временных водотоков, сливающихся по периферии вулканических сооружений в огромные шлейфы.

Гляциальные процессы играют существенную роль в преобразовании вулканического рельефа тех районов, где вследствие большого количества осадков масштабы четвертичного оледенения были велики. Именно такой областью являлась Камчатка. В эпохи похолоданий вулканы всегда служили крупными центрами оледенений. Однако специфика гляциальных процессов заключалась в том, что ледниковая эрозия способствовала быстрому разрушению лишь потухших вулканов, уже затронутых эрозионным расчленением; возникали ледниковые цирки, которые, расширяясь, вызывали быстрое разрушение тела вулкана. На действующих или недавно потухших вулканах, не расчлененных эрозией, ледники одевали склоны сплошным покровом и не только не вызывали расчленения постройки, но и способствовали ее консервации. Особенностью оледенения являлось широкое развитие ледников подножий, широкими поясами окаймлявших вулканические сооружения. При таянии ледников подножий образовывались массивы мертвых льдов, что обусловило своеобразие ледниковых отложений вулканических районов — широкое развитие водно-ледниковых и озерно-ледниковых фаций.

Оценивая эффект проявления экзогенных процессов в целом, надо признать, что в районах активного вулканизма они только моделируют рельеф, созданный эндогенными силами. Продолжающиеся вулканические проявления практически сводят на нет воздействие экзогенных факторов, и рельеф сохраняет свою ярко выраженную вулканогенную природу. Эффект проявления экзогенных процессов начинает по-настоящему сказываться лишь в тех районах, где активный вулканизм заканчивается. Этот вопрос будет рассмотрен ниже, при обсуждении путей и результатов трансформации вулканического рельефа.

ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА

Закономерности преобразования вулканического рельефа под влиянием экзогенных процессов рассматривались рядом исследователей (Davis, 1912; Шуккин, 1964; Святловский, 1954, 1956, и др.). Однако эти авторы анализировали пути развития вулканического рельефа, избирая для этого лишь отдельные частные случаи, часто не самые типичные. Так, Дэвис рассмотрел разрушение вулканического сооружения и окружающей его лавовой равнины на поднятом пенеплене и пришел к выводу, что вулканизм можно рассматривать просто как случайное явление, которое лишь нарушает ход нормального эрозионного цикла и удлиняет его. А.Е.Святловский анализировал случай возникновения вулкана в кальдере и трансформацию этой структуры на фоне общего поднятия. Подобный анализ имеет безусловный интерес, но не дает представления о путях преобразования вулканического рельефа в более общем виде. Изучение четвертичного вулканического рельефа Камчатки в целом позволяет отметить некоторые общие особенности преобразования вулканического рельефа.

Четко разграничиваются районы двух типов, преобразование рельефа которых принципиально различно: области, в которых вулканическая деятельность замирает и которые рано или поздно вовлекаются в поднятие; области, в пределах которых преобразование рельефа экзогенными процессами идет на фоне продолжающегося вулканизма и которые остаются прогибами.

Если вулканическая деятельность в пределах вулканической области замирает, то область становится ареной широкого проявления экзогенных сил. Эффект их воздействия резко возрастает, если при этом область вовлекается в поднятие. В этом случае характер трансформации вулканического рельефа в принципе совпадает со схемой Дэвиса. Причем облик формирующегося денудационного рельефа зависит от скорости и амплитуды поднятия. При относительно слабом поднятии формируется рельеф столовых гор, вулканические равнины любого генезиса (лавовые равнины подножий щитовых вулканов и ареальных излияний, пемзовые и игнимбритовые равнины) преобразуются в вулкани-

ческие плато, расчлененные узкими каньонообразными долинами рек. Единая вначале поверхность вулканического плато по мере расчленения распадается на отдельные платообразные останцы. По данным Н.В. Огородова и Н.Н. Кожемяки (1965), крупные пологосклонные шитовые вулканы, созданные на Камчатке в раннем плейстоцене, в процессе эрозионного расчленения также превращаются в разобшенные лавовые останцы плато, которые лишь своим расположением и уклонами поверхности свидетельствуют о существовании в прошлом на этом месте вулканов центрального типа. Небольшие шлаковые и лавовые конуса быстро разрушаются эрозионно-денудационными процессами и выступают в виде небольших возвышенностей – руин прежних вулканических аппаратов. Областями широкого развития вулканических столовых гор, бронированных нижнечетвертичными лавами, являются на Камчатке северная часть Срединного хребта, окраинные части вулканических районов Южной и Восточной Камчатки.

Потухшие вулканические аппараты разного типа – шитовые и шитообразные вулканы, существенно лавовые и существенно пирокластические стратовулканы разрушаются под воздействием денудационных процессов с разной скоростью в зависимости от роли в их строении прочных эффузивных пород. Однако в процессе трансформации они проходят определенные стадии, каждой из которых соответствуют свои морфологические особенности. Действующие вулканы представляют собой правильные конусы, не расчлененные эрозией или гляциальными процессами (примерами таких вулканов являются Ключевская и Авачинская сопки). После того как вулкан резко ослабляет или прекращает свою деятельность, он начинает расчленяться глубокими барранкосами (примерами этой стадии могут служить вулканы Корякский, Кроноцкий). Облик вулкана меняется еще сильнее, если он подвергается ледниковой обработке. Вначале ледниковые формы представлены небольшими и немногочисленными цирками, образовавшимися в верховьях эрозионных промоин. Вулканические аппараты сохраняют на этой стадии значительные участки своих первичных вулканических склонов (вулканы группы Большого Семьячика, Вершинский, Иульт и др.). На следующей стадии вулканические аппараты представляют собой уже сильно разрушенные сооружения, у которых первичные склоны сохранились только в нижней части постройки. На месте большей части конуса уже сформировался резко расчлененный рельеф с прекрасно выраженными карами и трогами, между которыми располагаются острые водораздельные гребни (стадия вулканов Ааг, Арик, Горный Зуб, Тумрок и др.). Такие последовательные стадии разрушения служат на Камчатке одним из оснований для разделения вулканических сооружений по возрасту (Мелекесцев и др., 1971).

Районы отмершего вулканизма, испытавшие поднятие, выступая как области разрушения вулканического рельефа, являются в то же время областями размыва вулканических пород. Вулканогенно-осадочный материал выносится за пределы вулканического района и откладывается в прилегающих прогибах. Если поднятие, в которое вовлекается вулканическая область, интенсивное, то стадия существования рельефа столовых гор и разрушающихся вулканических аппаратов (сохраняющих все же свой морфологический облик) является весьма кратковременной. Очень быстро на месте вулканической горной страны совместным действием интенсивно протекающих эрозионных и гляциальных процессов создается резко расчлененный альпийский рельеф, практически ничем не отличающийся от такового на более древних породах в соседних районах. Только присутствие молодых вулканических пород свидетельствует о существовании здесь вулканической области в недалеком прошлом. Если поднятие продолжается достаточно долго и интенсивно и территория сохраняется как устойчивая область сноса, то может произойти полное удаление вулканогенных отложений. В этом случае исчезает не только вулканический рельеф, но и слабые его породы, пережившие его на некоторое время.

Если в областях отмершего вулканизма экзогенные силы становятся главным фактором преобразования рельефа, то на участках продолжающегося вулканизма (которые обычно остаются областями прогибания) важную роль в преобразовании рельефа наряду с экзогенными силами играют и вулканические

процессы. Характер процессов, преобразующих рельеф, и получаемый результат несколько отличаются в районах площадного базальтового и кислого вулканизма и в группах стратовулканов центрального типа.

В крупной вулканической группе, расположенной в области прогибания, вулканы сразу же после их образования начинают интенсивно разрушаться экзогенными силами. Обычно вулканическая группа включает сооружения разной активности и возраста и соответственно разного морфологического облика. Потухшие вулканы этих групп проходят последовательно стадии разрушения, описанные выше, причем теоретическим пределом их трансформации является сравнение высот эродируемых построек с уровнем заполняемой области вторичной аккумуляции их подножий. На активных вулканах результат воздействия экзогенных сил полностью сводится на нет периодически повторяющимися извержениями, в процессе которых вулкан восстанавливает свою первоначальную форму. В целом экзогенные силы стремятся сnivelировать вулканические постройки и уменьшить контрастность рельефа в пределах района, в то время как продолжающийся вулканизм восстанавливает первоначальные соотношения. В этой борьбе противоположных сил и происходит формирование и преобразование вулканического рельефа до тех пор, пока вулканическая деятельность не замрет и область не будет вовлечена в поднятие. Подножия вулканов являются областью накопления материала, поступающего от разрушения вулканов, областью формирования мощных толщ вулканогенно-осадочных отложений. Таким же образом развивается рельеф вулканических сооружений, расположенных в крупных кальдерах до того времени, пока не произойдет компенсация последних вулканогенным и вулканогенно-осадочным материалом.

Для районов регионального развития кислого или основного вулканизма характерно быстрое выполнение прогибов вулканическими продуктами на всей их площади. Возникший горный или плоскогорный рельеф подвергается интенсивному эрозионному расчленению, являющемуся реакцией на перекомпенсацию. Характер действия эрозионных процессов в целом аналогичен описанным для слабо поднимающейся области: лавовые и игнимбритовые равнины трансформируются в вулканические плато, расчлененные узкими долинами рек. Поверхность лавовых плато обычно достаточно ровная, первичные неровности рельефа лавовых потоков сглажены денудацией, а стойкие эффузивные породы не способствуют дробному расчленению. Напротив, поверхности игнимбритовых плато, сложенные относительно слабо спекшимися разностями, подвергаются интенсивному эрозионному расчленению мелкими водотоками, часто с образованием рельефа типа бедленд. Отдельные вулканические аппараты и вулканические группы, расположенные на поверхности плато, проходят последовательные стадии разрушения, изменяясь от правильных конусов до массивов с эрозионно-денудационным или эрозионно-ледниковым рельефом. Продукты размыва по узким долинам рек выносятся в основном за пределы области, лишь местами аккумуляясь в кальдерах, расположенных в ее пределах. Однако продолжающаяся вулканическая деятельность во многом сводит на нет эффект воздействия экзогенных процессов. Мощные пирокластические потоки, распространяясь на большие площади, снова выполняют все неровности поверхности, погребая предшествующий рельеф и создавая новые вулканогенные аккумулятивные равнины. Под пирокластическими отложениями этих потоков могут захороняться обширные участки вулканических плато, экструзивные купола и лавовые конуса, части более крупных конусов стратовулканов и другие вулканические формы. Лавы вновь возникающих вулканов и ареальных излияний, заливая значительные площади уже трансформированных участков предшествующего рельефа, также погребают их и выводят из сферы дальнейшего расчленения. При этом эндогенные факторы выравнивания достигают результата значительно быстрее, чем экзогенные силы. Образование крупных кальдер приводит к почти мгновенному в геологическом смысле уничтожению существовавших на их месте форм и к возникновению крупных депрессий, на формирование которых экзогенным процессам потребовались бы многие десятки тысяч лет. Таким образом, рельеф быстрее меняет свой облик не столько под воздействием экзогенных процес-

сов, которые только успевают моделировать его, сколько под воздействием продолжающихся вулканических проявлений.

Если в приподнятых районах отмершего вулканизма денудационные процессы одновременно с разрушением вулканических форм удаляют и вулканические отложения, то в рассматриваемом случае поступление вулканического материала не только компенсирует, но часто и превышает объем продуктов, удаляемых денудацией. В итоге в этих районах на фоне общего прогибания формируются мощные вулканогенные толщи. Вулканические толщи как бы запечатлевают в себе множество исчезнувших комплексов рельефа, в той или иной мере трансформированных экзогенными процессами и затем погребенных вулканическими продуктами. Так, например, алнейская серия Камчатки, сформированная за достаточно длительный отрезок времени (по крайней мере за верхний плиоцен – ранний антропоген), не создавалась при разрушении одного какого-либо вулканического ландшафта, а отражает совокупность множества сменявших друг друга вулканических ландшафтов, которые видоизменялись и погребались в результате совместного действия экзогенных сил и вулканических процессов.

В ходе формирования вулканических толщ могут погребаться и совсем свежие вулканические формы (конуса, купола), которые в дальнейшем при размыве этих отложений вторично препарируются, давая совершенно свежие формы рельефа, казалось бы необычные для районов развития древних толщ.

В заключение следует отметить, что настоящую статью следует рассматривать как попытку показать определяющую роль тектоники и вулканической аккумуляции в формировании вулканического рельефа, который является прямым отражением проявления эндогенных факторов. Преобразование вулканического рельефа отличается в областях отмершего вулканизма, вовлеченных в поднятие, и в областях продолжающегося вулканизма, которые обычно остаются прогибами. В первом случае происходит разрушение вулканического рельефа и уничтожение слагающих его отложений под действием экзогенных процессов, во втором – преобразование вулканического рельефа (частичное разрушение и погребение) совместным действием экзогенных процессов и вулканизма с накоплением мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

ЛИТЕРАТУРА

- Огородов Н.В., Кожемякина Н.Н. Особенности геоморфологии Срединного хребта Камчатки и его геоморфологическое районирование. – В сб.: Четвертичный вулканизм некоторых районов СССР. М., "Наука", 1965.
- Мелекесцев И.В., Краевая Т.С., Брайцева О.А. Рельеф и отложения молодых вулканических районов Камчатки. М., "Наука", 1970.
- Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Огородов Н.В., Кожемякина Н.Н., Сулержицкий Л.Д., Егорова И.А., Лупикина Е.Г. Возраст вулканов Курило-Камчатской зоны. Труды III Всесоз. вулканол. совещ. М., "Наука", 1971.
- Святловский А.Е. О применении геоморфологии при исследовании вулканических областей. – Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 8, 1954.
- Святловский А.Е. История новейшего вулканизма и образования рельефа в районе вулкана Бакенинг. – Труды Лаб. вулканол. АН СССР, вып. 12, 1956.
- Флоренсов Н.А. Что такое структурная геоморфология? – Изв. АН СССР, серия геогр., 1965, № 2.
- Щукин И.С. Общая геоморфология. Изд-во МГУ, 1964.
- Эрлих Э.Н. О структурной приуроченности четвертичного вулканизма Камчатки. – Геотектоника, 1965, № 1.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Проблемы соотношения. В сб.: Тектоника и вулканизм. Доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК в Праге. М., 1968.
- Davis W. Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig, 1912.

А. Д. Дучков

**ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ НЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ
ПО АНОМАЛИЯМ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ГОРНЫХ ПОРОД**

Вертикальное перемещение блока горных пород приводит вследствие вертикальной климатической зональности (Любимова, 1968; Дучков, 1971, и др.) к изменению температуры в пределах блока как на поверхности земли, так и в верхнем слое земной коры.

При подъеме температура поверхности уменьшается, а геотермический градиент в породах увеличивается. Эрозия по существу обеспечивает приближение нагретых глубинных пород к относительно холодной поверхности земли. Градиент в этом случае также увеличивается. Таким образом, подъем и обычно сопровождающая его эрозия одинаково влияют на тепловое поле пород – приводят к возрастанию геотермического градиента. Аналогичным образом можно убедиться, что процессы прогибания и осадконакопления также действуют однонаправленно. Только в этом случае имеет место уменьшение геотермического градиента в породах ниже поверхности земли.

Аналитические выражения для учета влияния вертикальных тектонических движений на распределение температуры в перемещающемся массиве однородных пород предлагались в разное время А.Е. Бенфильдом (Benfield, 1949), Ф. Берчем (Birch, 1950), С.П. Кларком (Clark, Jager, 1969). Р.И. Кутас (1965) рассмотрел влияние прогибания и осадконакопления для двухслойного разреза: кристаллический фундамент и осадочные породы.

При современном уровне знаний по вопросу об эволюции рельефа для оценки влияния неотектонических движений на тепловое поле пород (особенно в воздымающихся горных районах) целесообразно рассматривать однородную, одномерную модель. В дальнейшем мы использовали решения Бенфильда (Benfield, 1949, стр. 382), дающие распределение температуры и геотермического градиента в полубесконечном блоке однородных пород, движущихся вдоль оси z.

Нарушение (аномалию) геотермического градиента удобно искать в виде

отношения равновесного (неискаженного) градиента к измеренному $-\frac{g}{g_H}$. Для

величины $\frac{g}{g_H}$, используя формулы Бенфильда, мы получили следующее выражение:

$$\frac{g}{g_H} = \frac{2}{2-P} + \frac{g'}{g_H} \cdot \frac{P}{2-P}; \quad (1)$$

$$P = \operatorname{erfc} \left(\frac{z-ur}{2\sqrt{kr}} \right) + 2 \cdot u \cdot \sqrt{\frac{r}{\pi k}} \cdot \exp \left[- \left(\frac{z-ur}{2\sqrt{kr}} \right)^2 \right] - \left[1 + \frac{u}{k} (z + ur) \right] \cdot \exp \frac{uz}{k} \cdot$$

$$\operatorname{erfc} \left(\frac{z + ur}{2\sqrt{kr}} \right); \operatorname{erfc} x = 1 - \operatorname{erf} x = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-n^2) dn. \quad (1')$$

Если поднятие (опускание) компенсируется эрозией (осадконакоплением), то поверхность земли остается на одном уровне и ее температура практически не

изменяется. В этом случае вторым членом в формуле (1) можно пренебречь и она упрощается:

$$\left(\frac{g}{g_{II}}\right)_0 = \frac{2}{2-P}. \quad (2)$$

С учетом формулы (2) выражение (1) можно переписать в виде

$$\frac{g}{g_{II}} = \left(\frac{g}{g_{II}}\right)_0 + \frac{g'}{g_{II}} \left[\left(\frac{g}{g_{II}}\right)_0 - 1\right]. \quad (3)$$

При рассмотрении аномалий теплового потока формулы (1)–(3) записываются следующим образом:

$$\frac{q}{q_{II}} = \frac{2}{2-P} + \frac{\lambda g'}{q_{II}} \cdot \frac{P}{2-P} = \left(\frac{q}{q_{II}}\right)_0 + \frac{\lambda g'}{q_{II}} \left[\left(\frac{q}{q_{II}}\right)_0 - 1\right]; \quad \left(\frac{q}{q_{II}}\right)_0 = \left(\frac{g}{g_{II}}\right)_0 = \frac{2}{2-P}. \quad (4)$$

В формулах (1)–(4) g , g_{II} как уже отмечалось, ненарушенный и измеренный геотермический градиенты; q и q_{II} – ненарушенный и измеренный тепловые потоки; λ и k – коэффициенты теплопроводности и температуропроводности горных пород; $g' = 5 \text{ }^\circ\text{C/км}$ – градиент изменения температуры поверхности земли с высотой; u – скорость вертикального перемещения поверхности земли или выноса (удаления) к ней глубинных пород, $u > 0$ в случае прогибания и осадконакопления и $u < 0$ в случае подъема и эрозии (z – вниз); τ – время, отсчитываемое от начала тектонических движений до настоящего момента (длительность движений); $\text{erf } x$ – функция ошибок.

Формулы (2)–(4) могут быть использованы для оценки влияния на тепловое поле горных пород всех ранее рассмотренных видов вертикальных движений – подъема и эрозии, прогибания и осадконакопления. Так как первые два приводят к относительно увеличению геотермического градиента, то в этом случае

$$\frac{g}{g_{II}} \left(\frac{q}{q_{II}}\right) < 1. \text{ В прогибающихся районах, наоборот, } \frac{g}{g_{II}} \left(\frac{q}{q_{II}}\right) > 1.$$

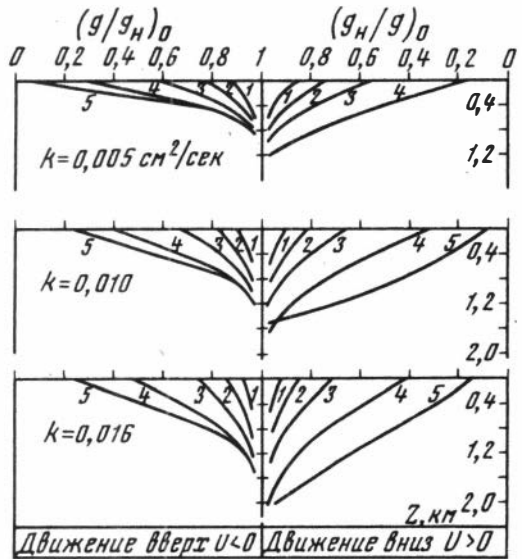
Из формулы (1) видно, что аномалия теплового поля, вызванная вертикальными движениями, определяется тепловыми свойствами горных пород и параметрами движений – их скоростью и длительностью. Следовательно, в принципе результаты геотермических исследований в районах, где проявляются неотектонические движения, могут быть использованы для оценки параметров этих движений (в комплексе с другими методами). И наоборот, при знании скорости и длительности вертикальных движений возможно осуществить более достоверную интерпретацию аномалий теплового поля.

Однако формулы, связывающие аномалии геотермического градиента (теплового потока) со скоростью и длительностью неотектонических движений, до сих пор применяются весьма редко для решения указанных выше задач. Известны лишь единичные попытки объяснить распределение тепловых потоков на отдельных площадях различием в интенсивности проявления неотектонических движений (Дучков, 1971; Смирнов, 1968; Birch, 1950; Clark, Jager, 1969; Sass et al., 1961). Связано это, очевидно, с недостаточной изученностью как параметров неотектонических движений, так и теплового поля горных пород.

В настоящее время исследования неотектонического процесса и теплового поля околоповерхностных пород интенсивно развиваются, причем часто в одних и тех же районах. В этих условиях, очевидно, полезно иметь возможность оперативно оценивать вероятное влияние наблюдаемого неотектонического движения на геотермический градиент в породах или оценивать скорость (длительность) движения по величине аномалии теплового поля (методика геотермических исследований детально изложена, например, у Е.А. Любимовой, 1968).

Непосредственное применение формул (1)–(4) затруднено вследствие громоздкости расчетов. Для их упрощения мы предлагаем использовать табл. 1

Рис. 1. Номограмма для определения величины $(\frac{g}{g_{II}})_0$ при $\tau = 1 \cdot 10^4$ лет. Индекс кривых - значение скорости вертикальных движений:
 1 - $I = \pm 0,5$; 2 - $I = \pm 1,0$; 3 - $I = \pm 2,0$; 4 - $I = \pm 5,0$; 5 - $I = \pm 10,0$ см/год.



величин $(\frac{g}{g_{II}})_0$, рассчитанных по формулам (2) и (1') для теплопроводности пород $k = 0,005; 0,010; 0,016$ см²/сек, скорости вертикальных движений $u = \pm 0,005; \pm 0,01; \pm 0,05; \pm 0,1; \pm 0,5; \pm 1,0; \pm 1,5; \pm 2,0; \pm 5,0; \pm 10,0$ см/год; длительности движений $\tau = 1 \cdot 10^3, 1 \cdot 10^4, 5 \cdot 10^4, 1 \cdot 10^5, 5 \cdot 10^5, 1 \cdot 10^6, 5 \cdot 10^6, 20 \cdot 10^6, 50 \cdot 10^6$ лет; глубины Z от 0 до 2 км.

Оценка величины $(\frac{g}{g_{II}})_0$ по известным параметрам вертикальных движений (или обратная операция) может быть произведена непосредственно по табл. 1 или с помощью номограмм (типа рисунка), которые легко могут быть по ней построены. При построении удобно использовать в случае $u > 0$ отношение $(\frac{g_H}{g})_0$ вместо $(\frac{g}{g_{II}})_0$ (как на рисунке). Величина $\frac{g}{g_{II}}$ вычисляется по формуле (3)

Детальность табл. 1 позволяет при промежуточных значениях k, u, τ, z находить искомую величину посредством экстраполяции табличных данных. Характер изменения величины $(\frac{g}{g_{II}})_0$ в зависимости от k, u, τ, z можно проследить по табл. 1.

Следует подчеркнуть, что ее можно использовать для различных расчетов только в случае, когда рассматриваемые неотектонические движения проявляются и в настоящее время, т.е. нельзя оценивать влияние палеодвижений.

Рассмотрим несколько примеров использования табл. 1.

1) При проведении геотермических исследований в центральных районах Алтае-Саянской области было обнаружено, что в верховьях р. Чибижек (западный склон Восточного Саяна) геотермический градиент в интервале 0, -06 км на 20-25% выше среднего градиента для области, а $\frac{g}{g_{II}} = 0,76$ (Моисеенко и др., 1971; Дучков, 1971). Увеличение градиента может быть вызвано современным неотектоническим поднятием территории, наличие которого с большой достоверностью установлено геоморфологическими исследованиями в этом регионе (Миляева, 1966). Рассматриваемый участок находится в пределах интенсивно поднимающегося блока Кизир-Шиндинского междуречья. Количественные оценки скорости неотектонического поднятия отсутствуют для данной территории. Если предположить, что движение происходит в течение голоцена, т.е. $\tau = 1 \cdot 10^4$ лет, то при $k = 0,010$ см²/сек, $g' = 5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ $g_{II} = 21,4^{\circ}\text{C}/\text{км}$ по формуле (3) величина $(\frac{g}{g_{II}})_0 = 0,81$. Используя найденное значение $(\frac{g}{g_{II}})_0$, по

табл.1,Б или по номограмме на рисунке можно оценить вероятную скорость неотектонических движений. Для глубины $z = 0,3$ км (середина интервала измерений) она составляет 2 см/год. Если учесть, что часть аномалии геотермического градиента, вероятно, вызвана уменьшением температуры поверхности земли в пределах рассматриваемого участка (Дучков, 1971), то следует ожидать, что скорость будет несколько ниже - $1+ - 2$ см/год.

Полученная оценка достаточно реальна. Так, в сходных по геоморфологическим условиям районах северного склона Западного Саяна по данным повторного нивелирования скорость подъема территории достигает 1-2 см/год (Митропольский и Анищенко, 1964).

2) Измерения температуры в скважинах Усть-Селенгинской впадины (Байкальская рифтовая зона) обнаружили значительные колебания величины геотермического градиента по площади $19-36^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (Лысак, 1968; Моисеенко, 1971а). Убедительного объяснения наличия низких значений градиента в районе с аномальным тепловым режимом земной коры (Лысак, 1968; Любимова, 1968; Моисеенко, 1971а) не найдено. Возможно, эти значения связаны с неоген-четвертичным прогибанием впадины. Некоторая корреляция мощности четвертичных отложений, вскрытых скважинами в Усть-Селенгинской депрессии, с величиной геотермического градиента (табл.1) свидетельствует о вероятности данного объяснения.

По геолого-геофизическим данным (Зорин, 1971) Усть-Селенгинская впадина непрерывно прогибалась в течение последних 30-35 млн.лет. Причем прогибание постоянно компенсировалось осадконакоплением [напомним, что в этом

случае используются величины $(\frac{g}{g_H})_0$]. Полагают (Зорин, 1971), что в олигоцене - раннем плиоцене (около 30 млн.лет) фундамент впадины опускался со скоростью $0,007 - 0,017$ см/год, а в последние 3 млн.лет - со скоростью $0,02-0,05$ см/год. Воспользовавшись этой схемой истории развития впадины, проверим, насколько она соответствует наблюдаемым аномальным чертам теплового поля. Предположим, что в течение всего периода $\tau_1 = 33$ млн. лет скорость опускания составляла $u_1 = 0,02$ см/год. В среднеплиоцен-четвертичное время ($\tau_2 = 3$ млн.лет) она увеличилась на $u_2 = 0,03$ см/год. Таким образом, суммарная скорость в последние 3 млн.лет принята $0,05$ см/год.

По табл. 1,Е-И для принятых параметров неотектонических движений и $k = 0,005$ см²/сек, $z = 1$ км находится $(\frac{g}{g_H})_{0,1} = 1,47$ и $(\frac{g}{g_H})_{0,2} = 1,14$. Суммарный эффект составляет $(\frac{g}{g_H})_0 = 1,61$.

Таблица 1

Сопоставление мощности четвертичных отложений и величины геотермического градиента

Место расположения и номер скважины	Колесово, № 11 (Моисеенко, 1971а)	Творогово, № 1 (Лысак, 1960)	Исток № 1, 4 (Лысак, 1968)	Энхалук, № 7 (Моисеенко, 1971а)
Мощность, км	0,6	0,24	0,12	Нет
Скорость прогибания в четвертичный период при $\tau = 1 \cdot 10^6$ лет, см/год	0,06	0,024	0,012	-
Геотермический градиент, $^{\circ}\text{C}/\text{км}$	19	18	23-29	36

Таблица 2

Величина аномалии геотермического градиента $(\frac{g}{g_{II}})_0$ при различных значениях

скорости u вертикальных движений, их длительности τ , температуропроводности пород k и глубины измерения температуры z (в числителе – величина аномалии для случая движения вниз, $u > 0$; в знаменателе – для подъема, $u < 0$).

	τ , годы	k , см ² /сек	z , км	Скорости вертикального движения, см/год								
				$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$	$\pm 5,0$	$\pm 10,0$				
А	$1 \cdot 10^3$	0,005	0	$\frac{1,09^*}{0,91}$	$\frac{1,15}{0,87}$	$\frac{1,20}{0,84}$	$\frac{1,61}{0,65}$	$\frac{2,70}{0,44}$				
			0,1	$\frac{1,04}{0,96}$	$\frac{1,07}{0,94}$	$\frac{1,09}{0,93}$	$\frac{1,25}{0,84}$	$\frac{1,65}{0,73}$				
			0,2		$\frac{1,03}{0,98}$	$\frac{1,03}{0,97}$	$\frac{1,09}{0,94}$	$\frac{1,25}{0,92}$				
			0,3				$\frac{1,03}{>0,95}$	$\frac{1,08}{0,95}$				
			0,010	0	$\frac{1,07}{0,94}$	$\frac{1,10}{0,91}$	$\frac{1,14}{0,88}$	$\frac{1,39}{0,73}$	$\frac{1,98}{0,55}$			
			0,1	$\frac{1,04}{0,96}$	$\frac{1,06}{0,95}$	$\frac{1,08}{0,93}$	$\frac{1,22}{0,84}$	$\frac{1,52}{0,72}$				
			0,2		$\frac{1,03}{0,97}$	$\frac{1,04}{0,96}$	$\frac{1,11}{0,92}$	$\frac{1,27}{0,86}$				
			0,3				$\frac{1,05}{0,96}$	$\frac{1,13}{0,94}$				
			0,4					$\frac{1,06}{>0,95}$				
			0,016	0	$\frac{1,05}{0,96}$	$\frac{1,08}{0,92}$	$\frac{1,11}{0,90}$	$\frac{1,30}{0,78}$	$\frac{1,70}{0,62}$			
		0,1		$\frac{1,05}{0,95}$	$\frac{1,07}{0,94}$	$\frac{1,19}{0,85}$	$\frac{1,43}{0,74}$					
		0,2			$\frac{1,04}{0,96}$	$\frac{1,11}{0,91}$	$\frac{1,26}{0,84}$					
		0,3				$\frac{1,07}{0,95}$	$\frac{1,15}{0,91}$					
		0,4					$\frac{1,08}{0,96}$					
		Амплитуда движений u - τ км				0,01	0,015	0,02	0,05	0,10		
		Б	$1 \cdot 10^4$	0,005	0	$\frac{1,03}{0,97}$	$\frac{1,16}{0,87}$	$\frac{1,34}{0,76}$	$\frac{1,56}{0,67}$	$\frac{1,83}{0,58}$	$\frac{5,27}{0,29}$	$\frac{44,6}{0,12}$
					0,4		$\frac{1,05}{0,95}$	$\frac{1,12}{0,91}$	$\frac{1,19}{0,88}$	$\frac{1,27}{0,85}$	$\frac{2,09}{0,74}$	$\frac{6,60}{0,73}$
					0,8			$\frac{1,03}{0,95}$	$\frac{1,05}{0,98}$	$\frac{1,07}{0,97}$	$\frac{1,30}{0,96}$	$\frac{1,38}{>0,95}$
					1,2					1,03	1,03	$\sim 1,0$
				0,010	0	$\frac{1,11}{0,90}$	$\frac{1,23}{0,82}$	$\frac{1,37}{0,75}$	$\frac{1,52}{0,68}$	$\frac{3,05}{0,40}$	$\frac{11,9}{0,20}$	
0,4	$\frac{1,05}{0,95}$			$\frac{1,11}{0,91}$	$\frac{1,17}{0,87}$	$\frac{1,24}{0,84}$	$\frac{1,85}{0,68}$	$\frac{4,41}{0,55}$				

Продолжение таблицы 2

	τ , годы	k , см ² /сек	z , км	Скорости, см/год						
				$\pm 0,1$	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$	$\pm 5,0$	$\pm 10,0$
			0,8			<u>1,05</u> 0,96	<u>1,07</u> 0,95	<u>1,10</u> 0,93	<u>1,36</u> 0,88	<u>2,30</u> 0,87
			1,2					<u>1,04</u> >0,95	<u>1,14</u> 0,97	<u>1,45</u> 0,95
			1,6						<u>1,04</u> -	<u>~1,0</u> -
	0,016		0		<u>1,08</u> 0,92	<u>1,18</u> 0,85	<u>1,28</u> 0,79	<u>1,39</u> 0,73	<u>2,38</u> 0,48	<u>6,61</u> 0,26
			0,4		<u>1,05</u> 0,96	<u>1,10</u> 0,91	<u>1,16</u> 0,88	<u>1,22</u> 0,84	<u>1,71</u> 0,68	<u>3,42</u> 0,52
			0,8			<u>1,05</u> 0,96	<u>1,08</u> 0,94	<u>1,11</u> 0,92	<u>1,36</u> 0,84	<u>2,17</u> 0,78
			1,2				<u>1,04</u> 0,97	<u>1,05</u> 0,96	<u>1,18</u> 0,93	<u>1,58</u> 0,93
			1,6						<u>1,08</u> >0,95	<u>1,26</u> >0,95
			2,0						<u>1,03</u> -	<u>1,07</u> -
Амплитуда $u \cdot \tau$ км				0,01	0,05	0,1	0,15	0,20	0,50	1,0
В $5 \cdot 10^4$	0,005		0	<u>1,06</u> 0,94	<u>1,39</u> 0,71	<u>1,98</u> 0,55	<u>2,86</u> 0,42	<u>5,33</u> 0,33	<u>75,9</u> 0,1	
			0,4	<u>1,04</u> 0,96	<u>1,24</u> 0,82	<u>5,59</u> 0,69	<u>2,00</u> 0,59	<u>2,74</u> 0,52	<u>25,1</u> 0,32	
			0,8		<u>1,15</u> 0,89	<u>1,35</u> 0,81	<u>1,62</u> 0,76	<u>1,98</u> 0,71	<u>10,0</u> 0,67	
			1,2		<u>1,08</u> 0,94	<u>1,22</u> 0,90	<u>1,39</u> 0,87	<u>1,56</u> 0,86	<u>4,13</u> 0,90	
			1,6		<u>1,04</u> 0,98	<u>1,12</u> 0,95	<u>1,22</u> 0,94	<u>1,30</u> 0,94	<u>1,57</u> 0,97	
			2,0			<u>1,05</u> -	<u>1,12</u> 0,98	<u>1,19</u> 0,98	<u>~1,0</u> -	
	0,010		0	<u>1,05</u> 0,96	<u>1,26</u> 0,80	<u>1,60</u> 0,65	<u>2,06</u> 0,63	<u>2,70</u> 0,44	<u>17,3</u> 0,17	
В $5 \cdot 10^4$	0,010		0,4			<u>1,19</u> 0,85	<u>1,43</u> 0,73	<u>1,74</u> 0,64	<u>2,15</u> 0,56	<u>9,82</u> 0,31
			0,8			<u>1,14</u> 0,89	<u>1,31</u> 0,80	<u>1,52</u> 0,73	<u>1,79</u> 0,68	<u>6,21</u> 0,49
			1,2			<u>1,09</u> 0,93	<u>1,21</u> 0,87	<u>1,35</u> 0,82	<u>1,53</u> 0,78	<u>4,23</u> 0,69
			1,6			<u>1,06</u> 0,95	<u>1,14</u> 0,91	<u>1,23</u> 0,88	<u>1,35</u> 0,86	<u>3,04</u> 0,84
			2,0				<u>1,10</u> 0,95	<u>1,16</u> 0,93	<u>1,23</u> 0,92	<u>2,27</u> 0,92

Продолжение таблицы 2

	r , годы	k , см ² /сек	z , км	Скорости, см/год						
				$\pm 0,05$	$\pm 0,1$	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$	$\pm 5,0$
		0,016	0		<u>0,04</u> 0,97	<u>1,20</u> 0,84	<u>1,42</u> 0,71	<u>1,76</u> 0,60	<u>2,15</u> 0,52	<u>8,60</u> 0,23
			0,4			<u>1,16</u> 0,87	<u>1,34</u> 0,77	<u>1,53</u> 0,68	<u>1,87</u> 0,60	<u>5,98</u> 0,33
			0,8			<u>1,12</u> 0,90	<u>1,27</u> 0,81	<u>1,44</u> 0,74	<u>1,64</u> 0,68	<u>4,40</u> 0,46
			1,2			<u>1,09</u> 0,93	<u>1,20</u> 0,86	<u>1,33</u> 0,80	<u>1,48</u> 0,76	<u>3,39</u> 0,60
			1,6			<u>1,07</u> 0,94	<u>1,15</u> 0,90	<u>1,24</u> 0,86	<u>1,35</u> 0,82	<u>2,72</u> 0,72
			2,0			<u>1,05</u> 0,96	<u>1,11</u> 0,93	<u>1,18</u> 0,90	<u>1,26</u> 0,88	<u>2,24</u> 0,82
			Амплитуда $u \cdot r$ км	0,025	0,05	0,25	0,50	0,75	1,0	2,5
Г	$1 \cdot 10^5$	0,005	0		<u>1,05</u> 0,96	<u>1,09</u> 0,65	<u>1,60</u> 0,44	<u>2,70</u> 0,31	<u>4,78</u> 0,23	<u>8,88</u> 0,23
			0,4			<u>1,07</u> 0,93	<u>1,43</u> 0,73	<u>2,15</u> 0,56	<u>3,39</u> 0,44	<u>5,63</u> 0,36
			0,8			<u>1,05</u> 0,95	<u>1,31</u> 0,80	<u>1,79</u> 0,68	<u>2,57</u> 0,59	<u>3,90</u> 0,53
			1,2				<u>1,20</u> 0,86	<u>1,54</u> 0,78	<u>2,05</u> 0,73	<u>2,89</u> 0,70
			1,6				<u>1,14</u> 0,91	<u>1,36</u> 0,86	<u>1,71</u> 0,84	<u>2,25</u> 0,83
			2,0				<u>1,09</u> 0,93	<u>1,23</u> 0,92	<u>1,48</u> 0,91	<u>1,82</u> 0,91
		0,010	0			<u>1,07</u> 0,94	<u>1,39</u> 0,73	<u>1,98</u> 0,55	<u>2,89</u> 0,42	<u>4,32</u> 0,33
			0,4			<u>1,05</u> 0,95	<u>1,31</u> 0,78	<u>1,76</u> 0,62	<u>2,42</u> 0,50	<u>3,41</u> 0,42
			0,8				<u>1,24</u> 0,82	<u>1,59</u> 0,69	<u>2,07</u> 0,59	<u>2,78</u> 0,52
			1,2				<u>1,19</u> 0,86	<u>1,45</u> 0,75	<u>1,82</u> 0,68	<u>2,34</u> 0,62
			1,6				<u>1,15</u> 0,89	<u>1,35</u> 0,81	<u>1,63</u> 0,75	<u>2,01</u> 0,71
			2,0				<u>1,11</u> 0,92	<u>1,27</u> 0,86	<u>1,48</u> 0,82	<u>1,77</u> 0,79
Г	$1 \cdot 10^5$	0,016	0		<u>1,05</u> 0,95	<u>1,30</u> 0,78	<u>1,70</u> 0,62	<u>2,27</u> 0,50	<u>3,08</u> 0,40	<u>26,1</u> 0,14
			0,4			<u>1,25</u> 0,81	<u>1,58</u> 0,67	<u>2,03</u> 0,56	<u>2,65</u> 0,47	<u>18,0</u> 0,21
			0,8			<u>1,21</u> 0,84	<u>1,48</u> 0,72	<u>1,83</u> 0,62	<u>2,32</u> 0,54	<u>13,0</u> 0,30

Продолжение таблицы 2

	τ , годы	k , см ² /сек	z , км	Скорости, см/год						
				$\pm 0,05$	$\pm 0,1$	$\pm 0,5$	$\pm 1,0$	$\pm 1,5$	$\pm 2,0$	$\pm 5,0$
			1,2			<u>1,17</u> 0,87	<u>1,39</u> 0,76	<u>1,68</u> 0,68	<u>2,06</u> 0,61	<u>0,70</u> 0,41
			1,6			<u>1,14</u> 0,89	<u>1,32</u> 0,80	<u>1,55</u> 0,73	<u>1,85</u> 0,68	<u>7,42</u> 0,53
			2,0			<u>1,11</u> 0,91	<u>1,26</u> 0,84	<u>1,48</u> 0,78	<u>1,69</u> 0,74	<u>5,82</u> 0,65
			Амплитуда $u \cdot \tau$ км	0,05	0,10	0,50	1,0	1,5	2,0	5,0
Д	$5 \cdot 10^5$	0,005	0	<u>1,11</u>	<u>1,23</u>	<u>3,08</u>	<u>12,1</u>			
			0,8	<u>1,08</u> 0,93	<u>1,17</u> 0,86	<u>2,44</u> 0,51	<u>7,64</u> 0,32			
			2,0	<u>1,05</u> 0,95	<u>1,11</u> 0,91	<u>1,85</u> 0,68	<u>4,43</u> 0,56			
			0,010	0	<u>1,07</u> 0,93	<u>1,16</u> 0,87	<u>2,16</u> 0,52	<u>5,27</u> 0,29	<u>14,5</u> 0,18	
			0,8	<u>1,06</u> 0,94	<u>1,13</u> 0,89	<u>1,92</u> 0,58	<u>4,15</u> 0,37	<u>10,2</u> 0,26		
			2,0	<u>1,05</u> 0,96	<u>1,09</u> 0,92	<u>1,65</u> 0,68	<u>3,07</u> 0,51	<u>6,52</u> 0,42		
			0,016	0	<u>1,06</u> 0,95	<u>1,12</u> 0,89	<u>1,82</u> 0,59	<u>3,57</u> 0,37	<u>7,56</u> 0,24	<u>6,0</u> 0,17
			0,8	<u>1,05</u> 0,95	<u>1,10</u> 0,91	<u>1,69</u> 0,63	<u>3,07</u> 0,43	<u>6,03</u> 0,31	<u>6,0</u> 0,23	
			2,0		<u>1,08</u> 0,93	<u>1,53</u> 0,70	<u>2,52</u> 0,53	<u>4,49</u> 0,42	<u>6,0</u> 0,35	
			Амплитуда $u \cdot \tau$ км	0,25	0,50	2,5	5,0	7,5	10,0	
Е	$1 \cdot 10^6$	0,005	0	<u>1,16</u> 0,87	<u>1,34</u> 0,76	<u>5,27</u> 0,29	<u>44,3</u> 0,12			
			2,0	<u>1,09</u> 0,92	<u>1,20</u> 0,85	<u>3,07</u> 0,51	<u>15,1</u> 0,37			
			0,010	0	<u>1,11</u> 0,90	<u>1,23</u> 0,82	<u>3,08</u> 0,40	<u>12,1</u> 0,20		
			2,0	<u>1,08</u> 0,93	<u>1,16</u> 0,87	<u>2,32</u> 0,54	<u>6,91</u> 0,35			
			0,016	0	<u>1,08</u> 0,92	<u>1,18</u> 0,85	<u>2,38</u> 0,48	<u>6,61</u> 0,26		
			2,0	<u>1,06</u> 0,94	<u>1,13</u> 0,89	<u>1,92</u> 0,58	<u>4,51</u> 0,38			
			Амплитуда $u \cdot \tau$ км	0,50	1,0	5,0	10,0			

	τ , ГОДЫ	k , 2/сек	z , км	Скорости, см/год					
				$\pm 0,005$	$\pm 0,01$	$\pm 0,05$	$\pm 0,1$	$\pm 0,5$	
Ж	$5 \cdot 10^6$	0,005	0		<u>1,07</u> 0,94	<u>1,39</u> 0,73	<u>1,98</u> 0,55	<u>74,8</u> 0,1	
			2,0		<u>1,05</u> 0,95	<u>1,31</u> 0,78	<u>1,76</u> 0,62	<u>41,7</u> 0,19	
		0,010	0		<u>1,05</u> 0,96	<u>1,26</u> 0,80	<u>1,61</u> 0,65	<u>17,3</u> 0,17	
			2,0			<u>1,22</u> 0,83	<u>1,51</u> 0,69	<u>12,8</u> 0,23	
		0,016	0		<u>1,04</u> 0,97	<u>1,20</u> 0,84	<u>1,45</u> 0,71	<u>8,6</u> 0,23	
			2,0			<u>1,18</u> 0,86	<u>1,39</u> 0,74	<u>7,11</u> 0,28	
	Амплитуда $u \cdot \tau$ км					0,50	2,5	5,0	25,0
	З	$20 \cdot 10^6$	0,005	0	<u>1,05</u> 0,95	<u>1,14</u> 0,88	<u>1,98</u> 0,55		
				2,0		<u>1,12</u> 0,89	<u>1,86</u> 0,59		
			0,010	0		<u>1,10</u> 0,91	<u>1,61</u> 0,65		
				2,0		<u>1,09</u> 0,92	<u>1,57</u> 0,67		
			0,016	0		<u>1,07</u> 0,93	<u>1,45</u> 0,71		
2,0					<u>1,07</u> 0,94	<u>1,42</u> 0,72			
Амплитуда $u \cdot \tau$ км				1,0	2,0	10,0			
И		$50 \cdot 10^6$	0,005	0	<u>1,11</u> 0,90	<u>1,23</u> 0,82	<u>3,08</u> 0,40		
				2,0		<u>1,10</u> 0,91	<u>1,21</u> 0,82	<u>2,89</u> 0,43	
			0,010	0		<u>1,07</u> 0,93	<u>1,15</u> 0,87	<u>2,15</u> 0,52	
				2,0		<u>1,07</u> 0,93	<u>1,15</u> 0,88	<u>2,08</u> 0,53	
			0,016	0		<u>1,06</u> 0,95	<u>1,12</u> 0,89	<u>1,82</u> 0,59	
	2,0				<u>1,06</u> 0,95	<u>1,12</u> 0,90	<u>1,78</u> 0,60		
	Амплитуда $u \cdot \tau$ км				2,5	5,0	25,0		

Величины $\left(\frac{g}{g_H}\right)_0$ рассчитаны на ЭВМ "МИР-1" в ИГиГ СО АН СССР

Если допустить, что ненарушенный вертикальным движением геотермический градиент во впадине равен $g = 36^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (как по скв. 7 – табл. 2 –, где отсутствуют четвертичные отложения), а нарушенный градиент $g_{\text{н}} = 19^{\circ}\text{C}/\text{км}$, то отношение градиентов будет равно $\left(\frac{g}{g_{\text{н}}}\right)_0 = 1,90$.

Учитывая неопределенность сведений относительно параметров неотектонических движений, следует признать, что наблюдаемая аномалия геотермического градиента достаточно хорошо соответствует расчетной. Таким образом, в пределах по крайней мере некоторых участков Усть–Селенгинской впадины, пониженные значения геотермического градиента (и теплового потока) могут быть вызваны прогибанием впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Дучков А.Д. Влияние поверхностных факторов на распределение теплового поля на примере Алтае–Саянской области. Автореф. канд.дисс. М., 1971.
- Дучков А.Д. Зависимость температуры поверхности Земли от высоты пункта наблюдения. – Геология и геофизика, 1970, № 5.
- Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука", 1971.
- Карлслю Г. и Егер Д. Теплопроводность твердых тел. М., "Наука", 1964.
- Кутас Р.И. Распределение температуры в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. Геофизический сборник, вып. 112. Киев, "Наукова думка", 1965.
- Лысак С.В. Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М., "Наука", 1968.
- Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М., "Наука", 1968.
- Миляева Л.С. Об анализе некоторых морфометрических данных при изучении новейших движений Восточного Саяна. – Геология и геофизика, 1966, № 3.
- Митропольский А.С. и Анищенко А.М. О новейших тектонических движениях в Западном Саяне. – Геология и геофизика, 1964, № 12.
- Моисеенко У.И., Дучков А.Д. и Соколова Л.С. Тепловой поток в некоторых районах Сибири и Дальнего Востока. Доклад на 15 ассамблее МГТС, Москва, август 1971а.
- Моисеенко У.И., Дучков А.Д. и Соколова Л.С. Тепловой поток некоторых районов Алтае–Саянской области. – В сб.: Земная кора складчатых областей юга Сибири, вып. 2, часть 2. Отв. ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск, 1971б.
- Смирнов Я.Б. Исследование связей теплового поля с геолого–тектоническим строением земной коры. Автореф. канд. дисс. М., 1968.
- Benfield A.E. The effect of uplift and denudation on underground temperatures. – J. Appl. Phys., 1949, v. 20, N 1.
- Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado. – Bull. Geol. Soc. America, 1950, v. 61, N 6.
- Clark S.P., Jäger E. Denudation rate in the Alps from geochronologic and heat flow data. – Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 10.
- Sass J.H., Clark S.P., Jaeger J.C. Heat flow in the Snowy Mountains of Australia. – J. Geophys. Res., 1967, v. 72, N 10.

Г. И. Каратаев

ВЫЯВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ИЗ ПОВТОРНОГО НИВЕЛИРОВАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ОПТИМАЛЬНОГО ФИЛЬТРА ВИНЕРА

Применяемая в настоящее время методика определения современных скоростей вертикальных движений земной поверхности путем сравнения результатов повторного нивелирования обладает тем существенным недостатком, что не учитывает соотношения структурно–дифференциальных свойств выявляемых скоростей вертикальных движений и ошибок наблюдений (Закатов, 1965; Синягина,

1963, и др.). Получив разности превышений измеренных в разное время высот, мы зачастую испытываем трудности в решении вопроса о том, насколько эти разности отражают вертикальные движения земной коры. Трудности выявления современных вертикальных движений земной коры из разностей превышений по наблюдениям разных лет (а также трудности в оценке надежности этого выявления) в значительной степени можно преодолеть, если при обработке данных повторного нивелирования использовать статистическую теорию оптимальной линейной фильтрации Н. Винера. Сущность этой теории и ее приложение к задачам выявления современных вертикальных движений земной поверхности из повторного нивелирования и излагаются в данной статье.

Пусть $II_0(x)$ — накопленные (суммарные относительно некоторого условного нуля) превышения, измеренные в момент t_0 , а $II_1(x)$ — измеренные в момент t_1 . Тогда разность $h(x) = II_1(x) - II_0(x)$ есть величина, характеризующая как современные вертикальные движения земной коры $v(x)$ за промежуток времени $t_1 - t_0$, так и ошибки измерения $\epsilon(x)$ превышений II_0 и II_1 , т.е. $h(x) = v(x) + \epsilon(x)$. Будем считать, что величины $v(x)$, $\epsilon(x)$ и аддитивная функция $h(x)$ — случайные функции некоторых соответствующих стационарных эргодических случайных процессов, характеризующихся тем свойством, что их статистические свойства не изменяются при сдвиге функций по аргументу (Лэнинг, Бэттин, 1958, и др.). Из геодезической практики, в частности из наших наблюдений на Байкальском геодинамическом полигоне (Фотиади, Каратаев и др., 1970), мы считаем, что ошибки измерений подчиняются нормальному закону Гаусса, поэтому функцию $\epsilon(x)$ можно считать принадлежащей к гауссовому случайному процессу. Рассматриваемый класс случайных функций обладает тем свойством, что по одной лишь реализации $v(x)$ или $\epsilon(x)$ можно вычислить их статистические характеристики — средние значения и автокорреляционные функции, а именно:

$$\bar{v} = \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} v(x) dx, \quad \bar{\epsilon} = \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} \epsilon(x) dx, \quad (1)$$

и при $\bar{v} = 0, \bar{\epsilon} = 0$

$$k_v(\xi) = \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} v(x)v(x+\xi) dx, \quad k_\epsilon(\xi) = \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} \epsilon(x)\epsilon(x+\xi) dx. \quad (2)$$

Рассмотрим теперь возможности и условия выделения на фоне ошибок $\epsilon(x)$ функции $v(x)$ из наблюдаемой функции $h(x)$ с минимально возможной средней квадратической ошибкой. В качестве оператора, способного осуществить такое выделение, возьмем линейное интегральное преобразование вида

$$v_0(x) = \int_{-\infty}^{+\infty} q(\xi)h(x-\xi) d\xi, \quad (3)$$

где $q(\xi)$ — некоторая весовая функция (пока неизвестная).

Очевидно, что применение такого преобразования к $h(x)$ даст величину $v_0(x)$, случайным образом отличную от искомой функции $v(x)$, т.е. $v(x) - v_0(x) = \delta(x)$. Здесь $\delta(x)$ — ошибка определения функции $v(x)$ при воздействии на $h(x)$ фильтра (оператора) (3). Поскольку мы рассматриваем класс аддитивных функций, то $\delta(x)$, так же, как и $v(x)$, принадлежит классу стационарного эргодического случайного процесса. Ядро интегрального преобразования $q(\xi)$ найдем, как отмечалось, из условия минимума среднего квадрата функции $\delta(x)$:

$$\bar{\delta}_{\min}^2 = \sup_{v_0 \in L_2} \left\{ \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} \left[v(x) - \int_{-\infty}^{+\infty} q(\xi)h(x-\xi) d\xi \right]^2 dx \right\} = \lim_{R \rightarrow \infty} \frac{1}{2R} \int_{-R}^{+R} \times \\ \times \left[v(x) - \int_{-\infty}^{+\infty} q_0(\xi)h(x-\xi) d\xi \right]^2 dx, \quad (4)$$

где $q_0(\xi)$ есть оптимальное, в указанном смысле, ядро преобразования (3), обеспечивающее вычисление $v(x)$ по $h(x)$ с минимально возможной ошибкой.

Учитывая определения (2), перепишем (4) в виде

$$\bar{\delta}^2 = k_v(0) - 2 \int_{-\infty}^{+\infty} q(\xi) k_{vh}(\xi) d\xi + \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} q(\xi) q(\tau) k_h(\xi - \tau) d\xi d\tau \quad (5)$$

и найдем его минимум путем замены в формуле (5) выражением $q(\xi) = q_0(\xi) + a q_a(\xi)$ (q_a - некоторая произвольная весовая функция) и варьированием параметра a . Для этого после подстановки в формулу (5) выражения $q(\xi) = q_0(\xi) + a q_a(\xi)$ продифференцируем ее по a и найдем минимум из условия $\left. \frac{\partial \bar{\delta}^2}{\partial a} \right|_{a=0} = 0$. При этом получим (Вайнштейн, Зубаков, 1960, и др.), что $\bar{\delta}_{\min}^2$ достигается, если

$$\int_{-\infty}^{+\infty} q_0(\tau) k_h(\xi - \tau) d\tau = k_{vh}(\xi), \quad (6)$$

где $k_{vh}(\xi)$ - функция взаимной корреляции $v(x)$ и $h(x)$.

Решение этого уравнения удобно выполнить с помощью интегрального преобразования Фурье. Для этого, умножая обе части уравнения на $e^{-i\omega\xi}$ и интегрируя в бесконечных пределах, получим

$$S_{vh}(\omega) = S_{q_0}(\omega) S_h(\omega), \quad (7)$$

откуда, применив обратное Фурье-преобразование, окончательно найдем оптимальное ядро преобразования (3), т.е.

$$q_0(\xi) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S_{vh}(\omega)}{S_h(\omega)} e^{i\omega\xi} d\omega. \quad (8)$$

При этом ошибка преобразования с такой весовой функцией согласно уравнениям (5) и (6) будет равна

$$\bar{\delta}_{\min}^2 = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{S_v(\omega) S_h(\omega) - S_{vh}(\omega) S_{vh}(-\omega)}{S_h(\omega)} d\omega. \quad (9)$$

Подробности вывода формул (8) и (9) можно найти, например, в работе Л.А. Вайнштейна и В.Д. Зубакова (1960), здесь дается лишь краткий ход рассуждений, необходимый для общего представления о теории Н. Винера.

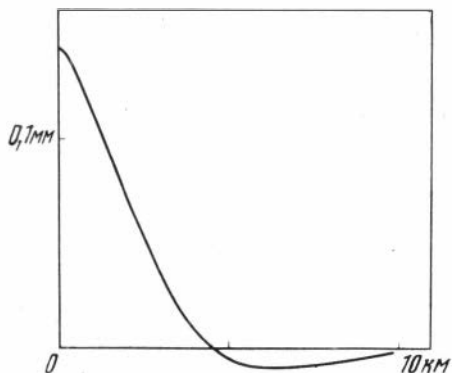
Рассмотрим теперь конкретное приложение этой теории к выделению функции $v(x)$ из измерений $h(x)$. Построим такое ядро преобразования по выражению (8), которое можно было бы без особых трудностей применять при практической обработке данных повторного нивелирования. В связи с этим примем, что функции $v(x)$ и $\epsilon(x)$ не коррелируются, тогда

$$S_{vh} = S_v, \text{ а } S_h = S_v + S_\epsilon \quad \text{и}$$

$$S_{q_0}(\omega) = \frac{S_v(\omega)}{S_v(\omega) + S_\epsilon(\omega)}, \quad \bar{\delta}_{\min}^2 = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S_{q_0}(\omega) S_\epsilon(\omega) d\omega. \quad (10)$$

Отсюда видно, что: 1) если спектры S_v и S_ϵ корреляционных функций $v(x)$ и $\epsilon(x)$ не перекрываются, то выделение $v_0(x)$ с помощью фильтра уравнения (10) производится с ошибкой $\bar{\delta}_{\min}^2 = 0$; 2) чем больше они перекрываются, тем больше ошибка выделения $v_0(x)$ по формуле (10); 3) если $S_v \gg S_\epsilon$, то выделение $v_0(x)$ происходит с практически равной нулю ошибкой; 4) если $S_v \ll S_\epsilon$, то

Рис. 1. Автокорреляционная функция. Объяснения в тексте.



ошибка вычисления $v(x)$ равна среднему квадрату $\epsilon(x)$, т.е. функция $v(x)$ не выделяется.

Чтобы получить теперь конкретное аналитическое выражение оптимального ядра преобразования $q_0(\xi)$, осуществляющего выделение по выражению (3) функции $v_0(x)$, характеризующей современные вертикальные движения земной

коры, необходимо получить аналитические выражения автокорреляционных функций величин $v(x)$ и $\epsilon(x)$. Рассмотрим в связи с этим некоторые материалы вторых нивелировок на Байкальском геодинамическом полигоне.

Как уже сообщалось в литературе (Фотиади и др., 1970), основой Байкальского полигона является линия, проложенная в средней части Байкальской впадины и идущая в крест ее простираения, закрепленная на местности фундаментальными реперами и разорванная акваторией оз. Байкал. В северной своей части эта линия (длиной около 70 км) уходит на древнюю Сибирскую платформу, а в южной пересекает ряд разновозрастных геологических структур (протягиваясь почти на 90 км). К настоящему времени наиболее подробно в нивелирном отношении изучен 35-километровый участок, непосредственно прилегающий к оз. Байкал с юга и представляющий наибольший интерес в связи с развитием здесь интенсивных землетрясений и активной неотектонической деятельности. На этом участке наблюдения проводились трижды — в 1968, 1969 и 1970 гг. Сравнение результатов многократных измерений превышений за коротких промежутков времени отдельно по каждому году (так сказать по внутренней сходимости) показало, что ошибки измерений подчиняются нормальному закону (Фотиади и др., 1970), а автокорреляционные функции разностей накопленных (суммарных) превышений прямого и обратного ходов, исправленных за внешние условия¹, имеют вид, показанный на рис. 1. Наличие в кривой отрицательных значений показывает, что в структуре случайной функции "разностей" имеется некоторая периодичность, при этом, как известно, первый нуль на кривой автокорреляционной функции имеет абсциссу, примерно равную длине полупериода колебаний самих "разностей". По вышеприведенному определению очевидно, что такого же типа автокорреляционной функцией описывается и функция $\epsilon(x)$, представляющая собой разность накопленных превышений из наблюдений в разные моменты при условии отсутствия составляющей $v(x)$.

Для построения ядра преобразования $q_0(\xi)$ автокорреляционную функцию, изображенную на рис. 1, аппроксимируем обобщенным аналитическим выражением вида

$$K_{\epsilon}(\xi) = \bar{\epsilon}^2 e^{-b_1 \xi^2} \cos a_1 \xi, \quad (11)$$

где $\bar{\epsilon}^2$ — депрессия разностей накопленных превышений из прямого и обратного ходов.

¹ Было замечено, что накопленные разности превышений прямого и обратного ходов пропорциональны соответствующим разностям температур воздуха в момент наблюдений. Это позволило исключить температурные влияния. Кроме того, такие разности существенно зависят от степени неравномерности шага между реперами. При равномерном распределении реперов ошибки в накопленных превышениях при прочих равных условиях существенно меньше, нежели при неравномерной расстановке реперов.

Полагая, что автокорреляционная функция для $v(x)$ может быть описана подобным же выражением

$$k_v(\xi) = \bar{v}^2 e^{-b_2 \xi^2} \operatorname{cosa}_2 \xi \quad (12)$$

(здесь \bar{v}^2 - средний квадрат функции $v(x)$), найдем спектральные плотности от формул (11) и (12) (по Бейтмен и Эрдейн, 1969, стр. 29, 20):

$$S_\xi(\omega) = \bar{v}^2 \sqrt{\frac{\pi}{b_1}} \operatorname{ch} \frac{a_1}{2b_1} \omega \exp\left(-\frac{a_1^2 + \omega^2}{4b_1}\right), \quad (13)$$

$$S_v(\omega) = \bar{v}^2 \sqrt{\frac{\pi}{b_2}} \operatorname{ch} \frac{a_2}{2b_2} \omega \exp\left(-\frac{a_2^2 + \omega^2}{4b_2}\right). \quad (14)$$

Подставляя выражения (13) и (14) в формулу (10), получим

$$S_{q_0}(\omega) = \frac{1}{1 + r e^{s\omega^2} \operatorname{ch} \frac{a_1}{2b_1} \omega (\operatorname{ch} \frac{a_2}{2b_2} \omega)^{-1}}, \quad (15)$$

где

$$r = \frac{\bar{v}^2}{\bar{v}^2} \sqrt{\frac{b_2}{b_1}} \exp\left(\frac{a_2^2}{4b_2} - \frac{a_1^2}{4b_1}\right), \quad s = \frac{1}{4b_2} - \frac{1}{4b_1}.$$

Аппроксимируя гиперболический секанс $\frac{1}{\operatorname{ch}}$ экспоненциальной функцией вида $e^{-k\omega^2}$, окончательно будем иметь

$$S_{q_0}(\omega) = \frac{1}{1 + r e^{u\omega^2}}, \quad (16)$$

где $u = s + t$, $t = 0,1 \left(\frac{a_2^2}{b_2} - \frac{a_1^2}{b_1} \right)$.

Для отыскания $q_0(\xi)$ аппроксимируем теперь выражение (16) функцией $\alpha e^{-\beta\omega^2}$, где α и β найдем из решения уравнения (16) при $S_q(0)$ и

$$S_q(\omega_1) = \frac{1}{2} S_q(0): \quad (17)$$

$$S_q(\omega) = \alpha e^{-\beta\omega^2}, \quad \alpha = \frac{1}{1+r}, \quad \beta = \frac{\ln 2}{\ln\left(\frac{1}{r} + 2\right)}.$$

Тогда, согласно Г. Бейтмен и А. Эрдейн (1969, стр. 24, № 11) имеем при $\beta > 0$

$$q_0(\xi) = \frac{\alpha}{2\sqrt{\pi\beta}} e^{-\frac{\xi^2}{4\beta}}, \quad (18)$$

а ошибка выделения функции $v(x)$ с помощью формулы (18) после подстановки в уравнение (10) произведения выражений (13) и (17) будет равна (Градштейн, Рыжик, 1962, № 3. 546.2)

$$\bar{\delta}_{\min}^2 = \bar{\tau}^2 \frac{a}{\sqrt{1+4\beta b_1}} \exp\left(-\frac{a^2 \beta}{1+4\beta b_1}\right). \quad (19)$$

Таким образом, применив к разности $h(x)$ накопленных превышений $H_1(x)$ и $H_0(x)$, определенных в разные моменты времени t_1 и t_0 , оптимальное линейное преобразование

$$v_0(x) = \frac{a}{2\sqrt{\pi\beta}} \int_{-\infty}^{+\infty} h(\xi) e^{-\frac{(x-\xi)^2}{4\beta}} d\xi, \quad (20)$$

получим величину, характеризующую скорость современных вертикальных движений земной коры с ошибкой $\bar{\delta}_{\min}^2$, определяемой выражением (19).

Из уравнений (18) и (19) видно, что эффект выделения функции $v(x)$ из $h(x)$ зависит от соотношений величин $a_1, a_2, b_1, b_2, \bar{\tau}^2, \bar{v}^2$, характеризующих статистически выраженные структурно-дифференциальные свойства разделяемых функций $v(x)$ и $\epsilon(x)$.

Для удобства практического применения (и анализа) предложенных формул (учитывая, что не всегда возможно построение автокорреляционных функций) введем в рассмотрение приближенные соотношения между длинами "полуволн" в $v(x)$ и $\epsilon(x)$ и параметрами a_1, a_2, b_1, b_2 .

Как указывалось, первый нуль на кривой автокорреляционной функции имеет абсциссу, примерно равную длине "полуволны" "с" самого колебания ($\cos a\xi_0 = \frac{\pi}{2}$,

$a = \frac{\pi}{2\xi_0}$), и поэтому приближенно можно принять $a \approx \frac{1,5}{c}$. Также найдем,

$$\text{что } b \approx \frac{1,5}{c^2}.$$

Имея в виду эти приближенные соотношения, получим следующие расчетные формулы:

$$r = \frac{\bar{\tau}^2 c_1}{\bar{v}^2 c_2}, \quad a = \frac{1}{1+r}, \quad \beta = \frac{0,0462}{\ln\left(\frac{1}{r}+2\right)} (c_2^2 - c_1^2),$$

$$\bar{\delta}_{\min}^2 = \bar{\tau}^2 \frac{a c_1}{\sqrt{c_1^2 + 6\beta}} \exp\left(-\frac{2,25\beta}{c_1^2 + 6\beta}\right). \quad (21)$$

Из приведенных формул видно, что чем больше длина "волны" функции $v(x)$ по сравнению с длиной "волны" функции $\epsilon(x)$, тем меньше будет ошибка определения функции $v_0(x)$. Если же длины "волн" таких функций одинаковы, а $\bar{v}^2 = \bar{\tau}^2$, то уверенно выделить из повторного нивелирования функцию $v_0(x)$, характеризующую современные вертикальные движения, не представляется возможным.

Анализ материалов повторного нивелирования позволяет считать, что длина "полуволны" функции $\epsilon(x)$ примерно равна удвоенному - утроенному среднему расстоянию между реперами. Следовательно, чем меньше расстояние между реперами, тем более детальную картину можно получить о морфологии функции $v(x)$.

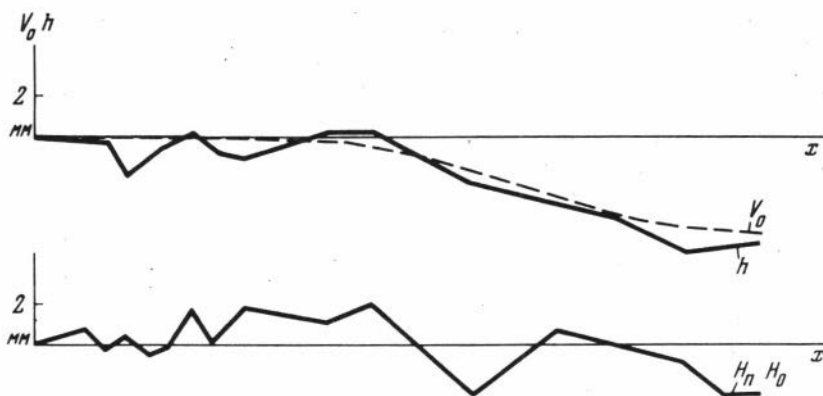


Рис. 2. Объяснения в тексте.

В качестве примера, иллюстрирующего изложенную методику, возьмем повторную нивелировку на Селенгинской линии Байкальского геодинамического полигона протяженностью 35 км. На рис. 2 показана разность $h(x)$ нивелировок $H_1(x)$ и $H_0(x)$, выполненных в 1968 и 1970 гг.

Анализируя данные этого рисунка, приходим к заключению, что $C_1 = 5$ км, $C_2 = 20$ км, $\bar{\epsilon}^2 = 1,5$ мм², $\bar{v} = 6,5$ мм². На основании этого по формулам (18) и (21) имеем:

$$r = 0,06; \quad a = 0,94; \quad \beta = 6,0; \quad \delta_{\min}^2 = 0,7 \text{ мм}^2; \quad q_0(\xi) = 0,109 e^{-0,042\xi^2}.$$

Среднее расстояние между реперами для этого профиля равно $\Delta x \approx 2,2$ км. Из опыта интегральных преобразований геофизических полей известно (Каратаев и др., 1963), что пределы интегрирования для подавления помех достаточно приближенно можно принять от $-C_1$ до $+C_1$, но, как правило, не более $-C_2$, $+C_2$, имея в виду, что на этом отрезке будет наблюдаться полная средняя "волна" $\epsilon(x)$. Для взятия интеграла в пределах $-\infty$, $-C_2$ и C_2 , $+\infty$ будем считать, что функция $h(x)$ имеет период $2C_2$. С учетом этих замечаний по формуле прямоугольников при $\Delta x = 2$ км получим следующую расчетную формулу:

$$\begin{aligned} v_0(x_i) = & 0,218 h(x_i) + 0,183 [h(x_i + \Delta x) + h(x_i - \Delta x)] + 0,111 [h(x_i + 2\Delta x) + \\ & + h(x_i - 2\Delta x)] + 0,048 [h(x_i + 3\Delta x) + h(x_i - 3\Delta x)] + 0,016 [h(x_i + 4\Delta x) + \\ & + h(x_i - 4\Delta x)] + 0,004 [h(x_i + 5\Delta x) + h(x_i - 5\Delta x)]. \end{aligned} \quad (22)$$

Применение этой формулы к $h(x)$, изображенной на рис. 2, дает кривую $v_0(x)$, приведенную на том же рисунке.

Что касается численного интегрирования выражения (20), то рекомендуем ядро преобразования аппроксимировать варьерой Аньези и применить методы, изложенные в ранее опубликованных работах (Каратаев и др., 1963).

ЛИТЕРАТУРА

- Бейтмен Ги Эрдейн А. Таблицы интегральных преобразований, ч.1. М., "Наука", 1969.
 Вайнштейн Л.А. Зубаков В.Д. Выделение сигналов на фоне случайных помех. - Сов. радио, 1960.
 Градштейн И.С., Рыжик И.Л. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. М., Физматгиз, 1962.

- Закатов П.С. О постановке работ по высокоточному нивелированию в связи с изучением вертикальных движений земной коры. – В сб.: Современные движения земной коры, № 2. М., 1965. Тарту.
- Каратаев Г.И. и др. Решение некоторых задач гравиразведки и магниторазведки на электронных цифровых машинах. – Труды Ин-та геол. и геоф., СО АН СССР. Новосибирск, 1963.
- Синягина М.И. О геодезическом методе изучения современных движений земной коры и результаты его применения. – В сб.: Современные движения земной коры, М., 1963.
- Лэнинг Дж. Х., Бэттин Р.Г. Случайные процессы в задачах автоматического управления. М., ИЛ, 1958.
- Фотиади Э.Э. и др. Байкальский геодинамический полигон. Новосибирск, 1970.

В. Г. Колмогоров

РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕХЛЕТНИХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СОВРЕМЕННЫМИ ВЕРТИКАЛЬНЫМИ ДВИЖЕНИЯМИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА БАЙКАЛЬСКОМ ГЕОДИНАМИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ

Основой для создания Байкальского геодинамического полигона послужили, как известно, предпосылки, что современные внутриземные физико-химические процессы воздействуют каким-то образом на аномальные возмущающие тела, изменяя их форму и плотность, вызывают деформации земной поверхности и изменения гравитационного и магнитного полей (Фотиади, Каратаев и др., 1966, 1968, 1969, 1970).

В связи с этим для изучения природы образования "рифтовых" аномалий, для изучения степени различия современных движений земной коры в зоне Байкальского рифта, с одной стороны, и сопредельных тектонических областей – с другой, была построена специальная Ангино-Селенгинская линия, явившаяся основой Байкальского полигона. Эта линия пересекает различные геоструктурные элементы, обладающие разной интенсивностью неотектонических движений.

Наблюдения производятся как в зонах статических геофизических аномалий (нередко приуроченных к зонам разломов, где ожидаются наибольшие подвижки) так и – для сравнительной характеристики – за их пределами, в относительно спокойном поле. При этом линии повторных нивелировок располагаются в крест простираения основных структур, а детальность работ и густота пунктов наблюдений максимальны в той части территории, где ожидаются наибольшие значения скоростей современных движений земной коры и их градиентов.

Ангинская линия протяженностью 80 км располагается в пределах Западного Прибайкалья, от мыса Крестовского (у берега оз. Байкал) до пос. Баяндай (на Сибирской платформе).

Селенгинская линия длиной 36 км находится в пределах Восточного Прибайкалья, от пос. Кудара до пос. Никольское, и пересекает ряд интенсивных гравитационных и магнитных аномалий. На обеих линиях систематически с 1968 г. с годичным интервалом проводятся прецизионное нивелирование и высокоточные гравиметрические и магнитометрические измерения. В настоящей статье рассматриваются лишь результаты трехкратного нивелирования Селенгинской линии.

Высокоточное нивелирование, применяемое на Байкальском полигоне для изучения современных движений земной поверхности, выполняется (в отличие от обычного нивелирования I класса) обязательно по одним и тем же переходным точкам, закрепленным костылями по всей секции, длина которой в среднем не превышает 4,5 км; в зонах интенсивных аномалий репера заложены через 1 км, в промежуточных зонах – в основном через 3–4 км; глубина закладки реперов 3 м, тип репера – фундаментальный.

Сравнение и анализ результатов трехкратного нивелирования Селенгинской линии осуществлялись следующим образом.

По каждой секции (всего их 16, длиной r_i км каждая) по восьми измеренным превышениям¹ вычислялось восемь уклонов от среднего

$$\delta_{ij} = h_{ij} - \bar{h}_i,$$

где i - номер секции, j - номер превышения в секции. В дальнейшем анализировались приведенные к единице веса ошибки $\epsilon_{ij} = \frac{\delta_{ij}}{\sqrt{r_i}}$, которые рассмат-

ривались как случайные. Таким образом, для каждого измерения (1968, 1969, 1970 гг.) был получен статистический ряд километровых ошибок:

$$\epsilon'_a = (\epsilon'_1, \epsilon'_2, \epsilon'_3, \dots, \epsilon'_{128}),$$

$$\epsilon''_a = (\epsilon''_1, \epsilon''_2, \epsilon''_3, \dots, \epsilon''_{128}), \quad (1)$$

$$\epsilon'''_a = (\epsilon'''_1, \epsilon'''_2, \epsilon'''_3, \dots, \epsilon'''_{128}).$$

Естественно, возникают два вопроса: 1) подчиняются ли ряды (1) нормальному закону, 2) существенны ли расхождения между рядами. Очевидно, при допущении, что расхождения между ϵ'_a , ϵ''_a и ϵ'''_a несущественны, можно считать, что методика наблюдений и точность измерений превышений в 1968, 1969 и 1970 гг. были одинаковы. Если же допустим, что расхождения существенны, то по лучшим числовым характеристикам, описывающим ряды (1), можно будет принять решение о том, какую из методик следует принять в дальнейшем. Числовые характеристики этих рядов вычислялись по известным формулам (Смирнов, Дунин-Барковский, 1959):

$$\begin{aligned} \sigma &= \sqrt{\frac{\sum_{a=1}^{128} (\epsilon_a - \bar{\epsilon})^2}{a-1}}; \\ A &= \frac{\sum_{a=1}^{128} (\epsilon_a - \bar{\epsilon})^3}{a\sigma^3}; \\ E &= \frac{\sum_{a=1}^{128} (\epsilon_a - \bar{\epsilon})^4}{a\sigma^4} - 3. \end{aligned} \quad (2)$$

При этом для наблюдений 1968 г. при $a=128$ получено: $\bar{\epsilon} = -0,0041$ мм/км, $\sigma = \pm 0,64$ мм/км, $A = -0,15$, $E = +0,90$, для наблюдений 1969 г. - $\bar{\epsilon} = -0,0025$ мм/км, $\sigma = \pm 0,67$ мм/км, $A = -0,07$, $E = +1,33$, а для наблюдений 1970 г. - $\bar{\epsilon} = +0,0016$ мм/км, $\sigma = \pm 0,56$ мм/км, $A = +0,27$ и $E = -0,43$.

¹ При одной постановке нивелира в прямом (а также в обратном) ходе превышение измеряется 4 раза: по правой и левой линиям костылей по основной и дополнительной шкалам реек для каждой линии; независимость этих наблюдений, очевидно, условна, так как ряд физических факторов одновременно воздействует на левую и правую нивелировки.

Сравнивая между собой числовые характеристики наблюдений разных лет, применим следующий критерий согласия: если их выборочные значения удовлетворяют неравенствам

$$|\sigma_1 - \sigma_2|_{\max} \leq 3\sigma_\sigma, \quad |A| \leq 3\sqrt{D(A)}, \quad |E| \leq 5\sqrt{D(E)}, \quad (3)$$

$$D(A) = \frac{6(a-1)}{(a+1)(a+3)}, \quad D(E) = \frac{24a(a-2)(a-3)}{(a+1)^2(a+3)(a+5)}, \quad \bar{\sigma}_\sigma = \frac{\sigma_1 + \sigma_2}{2},$$

то наблюдаемое распределение можно считать нормальным (Пустыльник, 1968). В нашем случае $D(A) = 0,045, D(E) = 0,168, \bar{\sigma}_\sigma = 0,04$ и $|A| = 0,64, |E| = 2,05$, откуда нетрудно видеть, что ряды распределения ошибок (1) можно считать подчиняющимися нормальному закону.

Кроме того, ряды распределения ошибок (1) были проверены и по критерию согласия Колмогорова. Для этого по $\epsilon'_a, \epsilon''_a$ и ϵ'''_a построены кривые накопления частностей соответственно $F(\epsilon'), F(\epsilon'')$ и $F(\epsilon''')$ и теоретические кривые нормального распределения $F_0(\epsilon'), F_0(\epsilon'')$ и $F_0(\epsilon''')$. По формулам

$$D = \max |F(\epsilon) - F_0(\epsilon)| \quad (4)$$

$$\lambda = D\sqrt{a}$$

получено, что максимальная разность D для кривых не превышает 0,10, а $\lambda = 1,13$. Из соответствующих таблиц критерия согласия Колмогорова для всех рядов находим:

$$1 - K(\lambda') = 0,15550; \quad 1 - K(\lambda'') = 0,15550; \quad 1 - K(\lambda''') = 0,09235.$$

Поскольку во всех случаях величина $1 - K(\lambda)$ существенно больше 0,05, то можно говорить, что с надежностью 0,95 эмпирические распределения $\epsilon'_a, \epsilon''_a$ и ϵ'''_a относятся к нормальному распределению Гаусса.

Аналогичным образом сопоставляются между собой кривые $F(\epsilon'), F(\epsilon'')$ для оценки степени равноточности измерений 1968, 1969 и 1970 гг.:

$$D_{12} = 0,08; \quad D_{23} = 0,12; \quad D_{13} = 0,08;$$

$$\lambda_{12} = 0,90; \quad \lambda_{23} = 1,27; \quad \lambda_{13} = 0,90;$$

$$1 - K(\lambda_{12}) = 0,39273; \quad 1 - K(\lambda) = 0,07944; \quad 1 - K(\lambda) = 0,39273.$$

Здесь тоже с надежностью 0,95 можно утверждать, что точность и методика измерений 1968, 1969 и 1970 гг. одинаковы.

Для оценки достоверности разностей превышений, полученных в разные эпохи, применим известный t -критерий Стьюдента. Критерий t применяется для проверки гипотезы, что какие-либо два средних превышения одной секции \bar{h}_{1i} и \bar{h}_{2i} , определенные со средней квадратической ошибкой на 1 км хода μ_{1i} и μ_{2i} , принадлежат к одной и той же нормальной совокупности, имеющей среднее значение \bar{h}_0 и дисперсию μ_0^2 :

$$t_i = \frac{\bar{h}_{2i} - \bar{h}_{1i}}{m_i} \sqrt{\frac{n_{1i}n_{2i}}{n_{1i} + n_{2i}}}, \quad (5)$$

где $m_i = \frac{(n_{1i}-1)m_{1i}^2 + (n_{2i}-1)m_{2i}^2}{(n_{1i}-1) + (n_{2i}-1)}$, n_{1i} и n_{2i} - число измерений i -й секции

в 1968, 1969 и 1970 гг., $m_i = \mu_i \sqrt{r_i}$.

Если вычисленное по формуле (5) значение t при $\nu = n_1 + n_2 - 2$ больше теоретического, то разность является существенно значимой. Таким образом, \bar{h}_{1i} и \bar{h}_{2i} характеризуют разные совокупности. Если же $t < t_0$, то разность между \bar{h}_{1i} и \bar{h}_{2i} характеризует одну и ту же совокупность, т.е. изменения превышений находятся в пределах точности их измерений.

Репер	Расстояние от начального репера, км	$H'' - H'$, мм	$m_{H'}$, мм	t	Расстояние от начального репера, км	$H'' - H'$, мм	$m_{H'}$, мм	t	Скорость опускания, мм/год
0	0	0,0	0,00	-	-	-	-	-	-
10	17	+0,3	$\pm 2,50$	0,24	0	0,0	0,00	-	-
14	32	-5,5	$\pm 3,40$	3,24	15	-5,8	$\pm 2,33$	5,04	-2,9
16	36	-5,1	$\pm 3,6$	2,83	19	-5,4	$\pm 2,60$	4,15	-2,7

Для нашего случая $n_{1i} = n_{2i} = n$, $m_i = \sqrt{\frac{m_{1i}^2 + m_{2i}^2}{2}}$,

$$t = \frac{\bar{h}_{2i} - \bar{h}_{1i}}{m_i} \sqrt{\frac{n}{2}}. \quad (6)$$

В таблице для отдельных участков профиля приведены значения разностей превышений, измеренных в 1968 и 1970 гг., значения средних квадратических ошибок измерения превышений m и вычисленные значения t . Теоретические значения t при $\nu = 14$ равны 4,1; 2,98; 2,14 и 1,76 при соответствующих уровнях значимости 0,001; 0,01; 0,05 и 0,10.

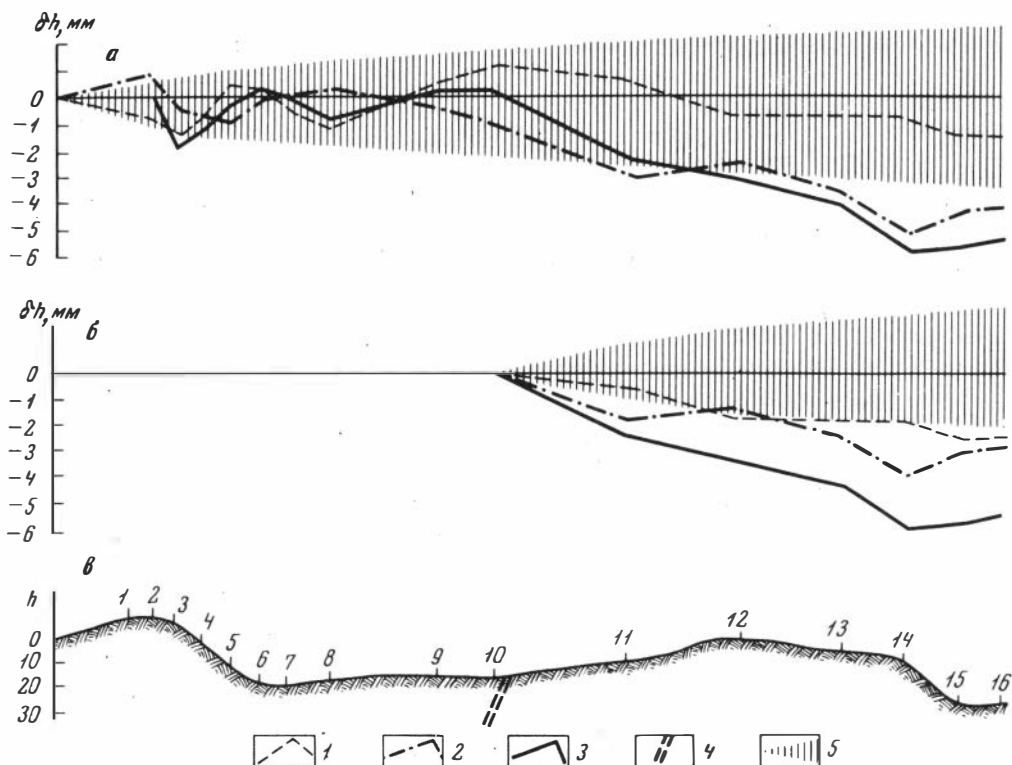


Рис. 1. Современные вертикальные движения реперов Селенгинской линии: 1 - за период 1968-69 гг., 2 - за период 1969-70 гг., 3 - за период 1968-70 гг., 4 - морской разлом, 5 - область возможных ошибок нивелирования: а) движения относительно рп 0, б) движения относительно рп 10, в) профиль Селенгинской линии.

Современные вертикальные движения на Селенгинской линии, полученные по результатам нивелирования 1968, 1969 и 1970 гг., представлены на рисунке в виде пучка кривых, хорошо согласующихся между собой. На участке рп.0–рп.10 никаких существенных перемещений земной поверхности не произошло, так как максимальное расхождение между превышениями, полученными в результате трехкратного нивелирования, не превышает ошибок нивелирования. В то же время все остальные репера (11–16) опускаются с различными скоростями. Отсюда вытекает предположение, что блок, на котором находятся репера 0–10, является практически неподвижным (Фофановская перемычка), соседний же блок земной коры (Кударинская ступень) с реперами 11–16 опускается с некоторым перекосом в сторону Байкала. Поэтому для оценки скоростей смещения блока с реперами 11–16 за начало можно принять репер 10 (рисунок, а). Как видно из рисунка, вертикальные смещения реперов подвижного блока превышают ошибки нивелирования в 2–3 раза.

Заканчивая анализ результатов трехкратного нивелирования Селенгинской линии, можно сделать следующие выводы:

- 1) вертикальные перемещения земной поверхности за два года (1968–1970) не превышают 6 мм;
- 2) максимальные смещения реперов за это время превосходят ошибки нивелирования в 2–3 раза, что свидетельствует о действительном вертикальном перемещении реперов;
- 3) наибольшее опускание имеют репера 14, 15, 16, находящиеся на блоке между Морским разломом и оз. Байкал.

ЛИТЕРАТУРА

- Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М., 1961.
- Пустыльник Е.И. Статистический анализ и методы обработки наблюдений. М., "Наука", 1968.
- Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Краткий курс математической статистики для технических приложений. М., 1959.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Ларионов В.А., Панкрушин В.К., Колмогоров В.Г., Щеглов В.И. Изучение современных движений земной коры на Байкальском геодинамическом полигоне. В сб.: Современные движения земной коры. М., "Наука", 1968.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Щеглов Г.И. К теории временных возмущений гравитационных и магнитных полей в связи с современными тектоническими процессами в Земле. – Докл. АН СССР, 1966, № 3.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г. Математическое описание основных параметров современных движений земной коры. – Геология и геофизика, 1969, № 10.
- Фотиади Э.Э., Каратаев Г.И., Колмогоров В.Г., Колмогорова П.П., Ларионов В.А., Мурзина Г.А., Черемисин В.Г., Сардарян А.С. Байкальский геодинамический полигон. Новосибирск, 1970.

В. Г. Колмогоров

О СВЯЗИ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И ВАРИАЦИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

Вариации силы тяжести могут быть вызваны как изменением плотности возмущающих геологических масс вследствие тектонофизических процессов, так и вертикальным перемещением дневной поверхности, т.е. $\frac{dg}{dt} = \frac{d}{dt} \left(\frac{W_0 - W}{h} \right)$. Определим связь между изменением высот пункта наблюдений и изменением силы тяжести во времени (рисунок).

Известно, что геодезическая высота определяется нормальной высотой H^Y и аномалией высоты ζ (или высотой квазигеоида над отсчетным эллипсоидом), вычисляемой по данным астрономо-геодезического нивелирования:

$$H = H^Y + \zeta = \frac{1}{\gamma_m} \int_L g dh + \frac{T}{\gamma} \quad (1)$$

где dh — элементарное нивелирное превышение; g — сила тяжести в точках наблюдения; γ_m — нормальное значение силы тяжести, среднее по линии нивелирования; T — возмущающий потенциал.

Считая измеряемые величины g и dh функциями времени, а γ_m — нормальное поле тяжести неизменяемым во времени, т.е. налагая условие $\gamma_m(t) = \text{const}$, определим скорость изменения H . Для различных эпох значения геодезических высот одной и той же точки физической поверхности будут различны:

$$H(t_i) = \frac{1}{\gamma_m} \int_{L(t_i)} g(t_i) dh(t_i) + \frac{T(t_i)}{\gamma} \quad (2)$$

Значение силы тяжести и элементарное нивелирное превышение в момент t_i будут соответственно равны:

$$g(t_i) = g(t_{i-1}) + \frac{\partial g}{\partial t} dt, \quad (3)$$

$$dh(t_i) = dh(t_{i-1}) + \frac{\partial(dh)}{\partial t} dt. \quad (4)$$

Подставляя формулы (3) и (4) в уравнение (2), проинтегрируем по времени и, пренебрегая малыми высшего порядка, получим

$$\begin{aligned} H^Y(t_i) = H^Y(t_{i-1}) + \frac{1}{\gamma_m} \int_{L(t_{i-1})}^{t_i} g(t_{i-1}) \int_{t_{i-1}}^{t_i} \frac{\partial(dh)}{\partial t} dt + \\ + \frac{1}{\gamma_m} \int_{L(t_{i-1})}^{t_i} dh(t_{i-1}) \int_{t_{i-1}}^{t_i} \frac{\partial g}{\partial t} dt. \end{aligned} \quad (5)$$

Как видно из выражения (5), нормальная высота в момент t_i равна нормальной высоте в момент t_{i-1} с временными поправками: первая — за счет

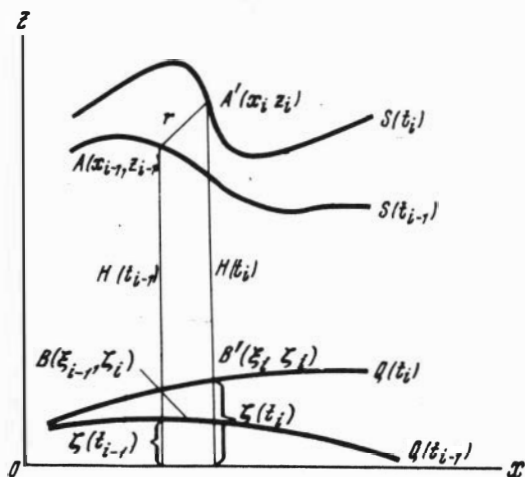


Рис. 1. Изменение геодезической высоты во времени.

$Q(t_{i-1})$, $Q(t_i)$ — поверхности квазигеоида в моменты t_{i-1} и t_i ; $S(t_{i-1})$, $S(t_i)$ — физическая поверхность в моменты t_{i-1} и t_i ; ось OX расположена на поверхности земного эллипсоида.

изменения элементарного нивелирного превышения (деформация земной поверхности), вторая – за счет связанного с этим изменением возмущения силы тяжести. Вследствие пространственного перемещения точек физической поверхности Земли изменяются и пределы интегрирования по линии L . Отсюда нетрудно определить скорость изменения высоты:

$$\dot{H}^Y(t_i) = \frac{1}{\gamma_m(t_i - t_{i-1})} \int_{L(t_{i-1})}^{t_i} g(t_{i-1}) \int_{t_{i-1}}^{t_i} \frac{\partial(dh)}{\partial t} +$$

$$+ \frac{1}{\gamma_m(t_i - t_{i-1})} \int_{L(t_{i-1})}^{t_i} dh(t_{i-1}) \int_{t_{i-1}}^{t_i} \frac{\partial g}{\partial t} dt. \quad (6)$$

Имея общетеоретическое значение, выражения (5) и (6) не пригодны для практического пользования, поэтому описанные операции проделаем на известной формуле разности нормальных высот (Еремеев, 1951, 1953):

$$H_B^Y - H_A^Y = h_{AB} - \frac{\gamma_0^B - \gamma_0^A}{\gamma_m} H_m + \frac{1}{\gamma_m} (g - \gamma)_m h_{AB}, \quad (7)$$

где H_m – средняя высота профиля вдоль нивелирной линии на участке AB ; h_{AB} – измеренное превышение между точками A и B ; $(g - \gamma)_m$ – средняя аномалия силы тяжести на участке нивелирной линии AB (по высоте).

Скорость изменения разности высот двух точек (относительная скорость) во времени равна:

$$\frac{dH_B^Y}{dt} - \frac{dH_A^Y}{dt} = \frac{dh_{AB}}{dt} - \frac{d}{dt} \left[\frac{1}{\gamma_m} (\gamma_0^B - \gamma_0^A) H_m \right] + \frac{d}{dt} \left[\frac{(g - \gamma)_m}{\gamma_m} h_{AB} \right]. \quad (8)$$

Второй член правой части уравнения (8) от времени не зависит, поэтому

$$\dot{H}_{AB}^Y = h_{AB} \left[1 + \frac{(g - \gamma)_m}{\gamma_m} \right] + \frac{h_{AB}}{\gamma_m} \dot{g}. \quad (9)$$

В выражении (9) с погрешностью не грубее 0,01 мм можно считать

$$\frac{\dot{h}_{AB} (g - \gamma)_m}{\gamma_m} = \frac{h_{AB}}{\gamma_m} \dot{g},$$

откуда

$$\dot{g} = - \frac{(g - \gamma)_m}{h_{AB}} \dot{h}_{AB}. \quad (10)$$

Для оценки точности продифференцируем выражение (10) по g , h_{AB} и \dot{h}_{AB} :

$$m_{\dot{g}}^2 = \frac{(g - \gamma)_m^2}{h_{AB}^2} m_{\dot{h}}^2 + \frac{\dot{h}_{AB}^2}{h_{AB}} m_g^2 + \frac{\dot{h}_{AB}^2}{h_{AB}^2} \cdot \frac{(g - \gamma)_m^2}{h_{AB}^2} m_h^2. \quad (11)$$

Средние квадратические ошибки нивелирования m_h , скорости вертикальных движений земной поверхности $m_{\dot{h}}$ и вариаций силы тяжести $m_{\delta g}$

при равноточном измерении в разные эпохи определяются соответственно по формулам

$$m_h = +\eta\sqrt{l}, \quad m_{\dot{h}} = +\frac{\eta\sqrt{2l}}{\Delta t}, \quad m_{\dot{g}} = \frac{m_g\sqrt{2}}{\Delta t}, \quad (12)$$

где η – средняя квадратическая километровая ошибка первого и второго нивелирования; l – длина нивелирного хода; Δt – промежуток времени между смежными нивелированиями.

Подставив выражения (12) в формулу (1.1), после несложных преобразований получим:

$$m_{\dot{g}}^2 = \frac{(g-\gamma)_m^2}{h_{AB}^2} \cdot \frac{2\eta^2 l}{\Delta t^2} \cdot \frac{1 + \frac{\dot{h}_{AB}^2 \Delta t}{2h_{AB}^2}}{1 - \frac{\dot{h}_{AB}^2 \Delta t^2}{2h_{AB}^2}}. \quad (13)$$

Но $\sqrt{\frac{1 + \frac{\dot{h}_{AB}^2 \Delta t^2}{2h_{AB}^2}}{1 - \frac{\dot{h}_{AB}^2 \Delta t^2}{2h_{AB}^2}}} \approx 1,$

поэтому с погрешностью, не превышающей 0,5%, можно записать

$$m_{\dot{g}} = +\frac{(g-\gamma)_m}{h_{AB}} \cdot \frac{\eta\sqrt{2l}}{\Delta t}. \quad (14)$$

По своей структуре выражение (10) аналогично поправке за свободный воздух, но последняя учитывает изменение нормального значения силы тяжести.

В выражении (10) $\frac{(g-\gamma)_m}{\gamma_m}$ является вертикальным градиентом гравитационной аномалии. Поэтому на различных участках одной и той же аномалии скорости изменения значений силы тяжести могут быть различными при одинаковых скоростях вертикального смещения земной поверхности из-за различной напряженности поля силы тяжести в разных точках данной аномалии. Формула (10) позволяет вычислить скорости вариаций силы тяжести, обусловленные только вертикальным перемещением точек физической поверхности в аномальном поле. Возможные значения вариаций силы тяжести \dot{g} и ошибки их определения $m_{\dot{g}}$ в различных условиях помещены в таблице.

Как видно из таблицы, наиболее надежно значения \dot{g} определяются по формуле (14) при расстояниях между пунктами не более 5 км. С увеличением расстояния ошибка определения $m_{\dot{g}}$ возрастает и при 100 км достигает 70% измеряемой величины.

Для определения скорости вариаций аномалии высоты продифференцируем по времени известную формулу Б.В.Нумерова (Макаров, 1968):

$$\frac{d\zeta}{dt} = \dot{\zeta} = \frac{d}{dt} \left[\frac{1}{2\pi\gamma} \int \frac{g-\gamma}{r} d\sigma \right] = \frac{1}{2\pi\gamma} \int \frac{\dot{g}}{r} d\sigma - \frac{1}{2\pi\gamma} \int \frac{g-\gamma}{r^2} (l\dot{x} + m\dot{y} + n\dot{z}) d\sigma, \quad (15)$$

Значения вариаций \dot{g} и их ошибок $m_{\dot{g}}$ ($h = 10$ мм/год; $r = 0,5$ мм/км)

$h, \text{ м}$	$\dot{g}, \text{ мгл}$			$l, \text{ км}$	$m_{\dot{g}}, \text{ мгл}$		
	10	50	100				
1,0	0,100	0,500	1,000	5	0,016	0,079	0,158
				50	0,050	0,250	0,500
				100	0,071	0,355	0,100
10,0	0,010	0,050	0,100	5	0,002	0,008	0,016
				50	0,005	0,025	0,050
				100	0,007	0,036	0,071
50,0	0,002	0,010	0,020	5	0,000	0,002	0,003
				50	0,001	0,005	0,010
				100	0,001	0,007	0,015
100,0	0,001	0,005	0,010	5	0,000	0,001	0,002
				50	0,001	0,002	0,005
				100	0,001	0,004	0,004

где $l = \frac{x_i - x_{i-1}}{r}$, $m = \frac{y_i - y_{i-1}}{r}$, $n = \frac{z_i - z_{i-1}}{r}$ - направляющие косинусы элемента \vec{r} , $\dot{x}_i = \dot{x}_i - \dot{\xi}_i$, $\dot{y}_i = \dot{y}_i - \dot{\eta}_i$, $\dot{z}_i = \dot{z}_i - \dot{\zeta}_i$ - скорости изменения координат точек физической поверхности относительно отсчетной, $d\sigma$ - элемент поверхности S .

Первый член выражения (15) характеризует изменение возмущающего потенциала за счет изменения значения силы тяжести g , второй член отражает деформации уровенной поверхности в точке наблюдения (наклоны уровенной поверхности) за счет изменения радиус-вектора r (перемещение физической поверхности относительно отсчетной). Скорости деформации физической поверхности \dot{x} , \dot{y} , \dot{z} обычно получают при обработке повторных геодезических измерений. Правда, величина последнего члена выражения (15) мала и пока находится за порогом чувствительности измерительной аппаратуры, но тем не менее формулы (10) и (15) описывают скорости деформаций как физической поверхности, так и поверхности квазигеоида и тем самым служат подтверждением выводов о том, что различия в морфологии квазигеоида могут характеризовать разные тектонические структуры. Современные движения не могут полностью согласовываться с рельефом квазигеоида, так как последний отражает суммарный результат движений земной коры за более длительный промежуток времени. Сравнивая точные карты высот квазигеоида, составленные на различные эпохи, можно проследить по перемещениям крупных волн квазигеоида и изменениям уклонений отвеса во времени за протеканием тектонических процессов (вызывающих вариации физических полей и физической поверхности Земли), для чего необходимо изучать связи между рельефом квазигеоида, глубинной геологией и характером новейших и современных движений земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

- Еремеев В.Ф. Теория ортометрических, динамических и нормальных высот. - Труды ЦННГАиК, 1951, вып. 86.
 Еремеев В.Ф., Звонов В.И. О системе высот нивелирной сети СССР. - Труды ЦНИИГАиК, 1953, вып. 96.
 Макаров Н.П. Геодезическая гравиметрия. М., "Недра", 1968.

- Ражинская А.К. К вопросу о возможной связи между поверхностью квазигеоида и тектоническими движениями земной коры. — В сб.: Современные движения земной коры, № 1. М., 1963.
- Ражинская А.К. Современные движения земной коры и их связь с гравиметрическими данными на территории Литовской ССР. — В сб.: Современные движения земной коры, № 3. М., 1968.

Н. П. Есиков, В. Н. Храненко

НЕКОТОРЫЕ МЕТОДИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Изучение современных движений земной коры в настоящее время носит явно односторонний характер. Если за последние 10–15 лет на значительных территориях получены надежные данные о вертикальной составляющей движений и, как отмечал Ю.А. Мешеряков (1968 г.), перед нами стала разворачиваться реальная картина движений земной коры, то наши представления о горизонтальных движениях все еще остаются в стадии гипотез (Буланже, 1969).

Геодезические работы по определению горизонтальных движений явно отстают от общего темпа научных исследований. Даже на существующих комплексных геодинамических полигонах их изучению почти не уделяется внимания. Более того, начатые ранее работы прекращаются на некоторых полигонах (Благоволин, 1970). Причина застойного состояния исследований горизонтальных движений заключается в основном в трудоемкости наблюдений и обработки планового положения точек земной поверхности. Вместе с тем, помехи, возникающие в процессе наблюдений, обуславливают ошибки, часто превосходящие скорость движений, что не всегда позволяет использовать тот или иной метод измерения.

Перед исследованием современных горизонтальных движений могут быть поставлены разнообразие задачи, которые можно разделить на три группы. К первой относятся вопросы проведения детальных наблюдений на небольших участках сочленения разнотипных геологических структур, а также решение методических вопросов исследований. Вторая задача включает в себя вопросы исследования региональных движений, т.е. движений крупных блоков земной коры, разделенных глубинными разломами. К третьей группе вопросов относится широкоизвестная проблема дрейфа континентов (Михайлов, 1969; Храмов, 1970; Стойко, 1969). Первая группа вопросов сейчас решается на геодинамических полигонах комплексом геофизических, астрономо-геодезических, геоморфологических наблюдений. Эти работы дают возможность детально изучить особенности движений на локальных участках (решить вопросы о периоде и амплитудах современных движений, выявить связь между глубинным строением земной коры и медленными и сейсмическими движениями, найти соотношение между горизонтальной и вертикальной составляющими) и, безусловно, имеют большой научный интерес. Однако эти исследования не в состоянии охватить вопросы региональных движений, поскольку размеры полигона слишком малы.

Многочисленные геологические, геоморфологические, тектонические и геофизические данные с несомненностью свидетельствуют о слоисто-глыбовой структуре земной коры (Красный, 1967; Кропоткин, 1967; Пейве, 1967; Фотиади, 1967; Яншин, 1965). Реальные движения блоков зависят не только от характера и интенсивности тектонофизических процессов, но и от особенностей строения и свойств слоев, составляющих данные блоки. Поэтому как нельзя важно отдельному проявлению нестационарного случайного процесса прогнозировать его характеристики в будущем, так и затруднительно по данным о движениях на небольшом числе полигонов, разбросанных на громадных территориях и не связанных каким-либо образом в единую систему, делать выводы о движениях крупных блоков земной коры и строить достоверные модели глубинных тектонических процессов.

Из сказанного следует, что в связи с различной задачей исследований в основу решения вопросов региональных движений необходимо положить совершенно иную организацию работ.

Вопросы региональных движений можно было бы решать с помощью повторных астрономических определений широт и долгот пунктов Государственной астрономо-геодезической сети. Однако в настоящее время это практически невыполнимо. Действительно, средняя квадратическая ошибка определения долготы при полевых производственных наблюдениях достигает, как правило, $\pm 0^{\circ},45$, а широты — $\pm 0^{\circ},30$. Разность же координат из начальных и повторных наблюдений будет определена значительно грубее. Легко видеть, что при одинаковой точности начальных и повторных наблюдений средние квадратические ошибки разностей составят соответственно $\pm 0^{\circ},63$ и $\pm 0^{\circ},42$, или в линейной мере для широт $50-60^{\circ}$ 11,3 и 12,6 м.

Даже при стационарных долготных определениях (Белоцерковский, 1960) средняя ошибка долготы, полученной в результате годичного цикла наблюдений, может достигать $0^{\circ},16$, т.е. для тех же широт ошибка разности составит около 4 м.

Современные же движения, не принимая во внимание сейсмические, достигают 5–8 см/год. Эта величина, по-видимому, близка к максимальной, поскольку относится к Японии, расположенной в полосе Тихоокеанского сейсмического кольца. Как видно, даже при однонаправленных движениях потребуется 50–300 лет, чтобы современные движения перекрыли ошибки определения координат. Стало быть, определение абсолютных движений нецелесообразно.

Какова возможность определения движений геодезическими методами на значительных территориях, станет ясно, если принять во внимание неизбежные ошибки определения длин диагоналей рядов и их направлений — продольный и поперечный сдвиги. Исследованию этих ошибок в геодезической литературе посвящено значительное число работ, вопрос рассматривается с чисто статистических позиций. При изучении современных движений интерес представляют разности координат, полученных из начальных и повторных наблюдений. Заметим, что это в значительной степени ослабляет требование минимума систематических ошибок, поскольку в величину разности они не войдут или по крайней мере в значительной степени компенсируются. Основной помехой является случайная компонента ошибок.

В работе К.Л. Проворова (1960) показано, что для звена, протяженностью 200 км с ошибкой измерения углов, равной $0^{\circ},7$, и сторон равной 10 см, продольные и поперечные сдвиги конца диагонали звена триангуляции, трилатерации и линейно-угловой триангуляции при наиболее выгодных геометрических построениях (величина связующих углов 60°) равны соответственно ± 65 , 65; 20, 111; и 16, 57 см.

Следовательно, ошибки разностей длины и направления диагонали при равноточных начальных и повторных наблюдениях составят $\pm 92,92$; 28,157 и 23,84 см. Аналогично для полигонометрии (Проворов, 1965) продольный сдвиг составит ± 24 см и поперечный ± 67 см, а ошибки разностей — ± 34 и 95 см. Указанная точность соответствует техническим требованиям первоклассной триангуляции.

Как видно, даже при наиболее точном линейно-угловом способе измерений ошибки разностей во много раз превзойдут известные величины современных горизонтальных движений. Если полагать, что скорость движений на прочих разломах та же, что и на разломе Сан-Андреас (в среднем 2–3 см/год) (Meade, 1969), то станет ясным, что для уверенного выделения относительных движений точек, расположенных на значительных расстояниях одна от другой, требуются многие десятки лет между начальными и повторными наблюдениями. Стало быть, повторные наблюдения государственных триангуляций целесообразны только на небольших участках в сейсмически активных областях, где на медленные движения накладываются сейсмические, достигающие иногда нескольких метров. Длинносторонние треугольники не обеспечат достаточной точности для определения характера скорости и ее изменений во времени, что важно при решении проблемы предсказания землетрясений.

Изложенное приводит к мысли, что при современном состоянии изученности горизонтальных движений и точности государственных триангуляций необходимо ориентироваться на определение скоростей в зонах разломов с помощью специальных построений, позволяющих производить частые повторные наблюдения. Применение несложных геометрических систем, простых и нетрудоёмких способов измерений позволит избежать значительных затрат средств и за короткий срок получить ценную информацию о движениях.

Горизонтальные движения по разлому могут быть разложены на три элементарные формы: сдвиг крыльев, их сжатие и растяжение. Общий случай представляет собой сдвиг со сжатием или растяжением. Заметим, что мы рассматриваем движение в двумерной области и принимаем, что изменение третьей координаты точки внесет несущественную погрешность в величину сдвига или надвига.

Рассмотрим некоторые простейшие построения для определения относительно-го суммарного перемещения крыльев разлома. Величину перемещений будем оценивать в прямоугольной системе координат с началом в одной из точек базиса, расположенного на одном из крыльев, и осью абсцисс, параллельной линии разлома.

1. Створно-полярный способ (рисунок, а). Пусть верхнее крыло смещается вправо, а нижнее влево, что соответствует по определению перемещений на разломах правому сдвигу. Будем полагать, что точки A и C , расположенные по одну сторону разлома, имеют одинаковое смещение относительно точки B .

Для определения суммарного перемещения достаточно измерить малый угол α_1 (C - створная точка) и длину створной линии S_1 в начальную эпоху и угол α_2 и сторону S_2 при повторных измерениях. Тогда общее перемещение точки B_1 определится из решения треугольника AB_1B_2 :

$$v = \sqrt{S_1^2 + S_2^2 - 2S_1S_2 \cos J}, \quad (1)$$

величина же сдвига с достаточной точностью определится как

$$v_c = \frac{S_2 J''}{\rho''}. \quad (2)$$

Просто определится и нормальная компонента движения.

При измерениях возможно получение нескольких соотношений малого угла J и длин створной линии, из анализа которых можно получить качественную картину движений.

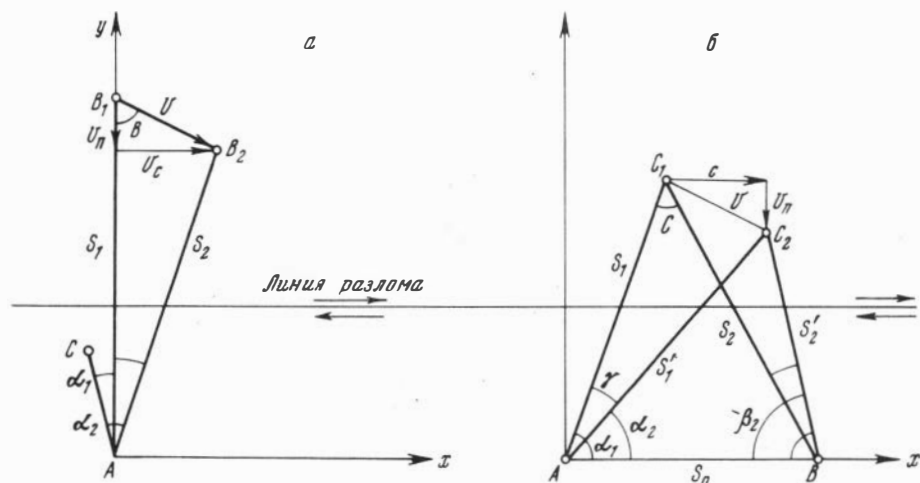


Рис. 1. Геометрические схемы определения горизонтальных компонент современных движений земной коры на разломах:

а) - створно-полярный способ, б) - метод отдельного треугольника.

1. $J = 0$; а) $S_1 = S_2$ - всякое перемещение отсутствует; б) $S_1 < S_2$ - растяжение крыльев разлома, $S_1 > S_2$ - сжатие.

2. $J \neq 0$; а) $S_1 \geq S_2$ - сдвиг со сжатием; б) $S_1 < S_2$ - сдвиг с растяжением, если угол $B > \pi/2$, и только сдвиг, если угол $B = \pi/2$.

II. Отдельный треугольник (рисунок, б). При двукратных измерениях сторон треугольника величина суммарного перемещения определится из решения треугольников AC_1C_2 и BC_1C_2 :

$$v = \sqrt{S_1^2 + S_1'^2 - 2S_1S_1' \cos J} \quad \text{и} \quad v = \sqrt{S_2^2 + S_2'^2 - 2S_2S_2' \cos \delta}. \quad (3)$$

Необходимые для расчета углы J и δ будут равны:

$$J = \alpha_1 - \alpha_2, \quad \delta = \beta_2 - \beta_1,$$

а углы, их составляющие, определятся из следующих соотношений [14]:

$$\begin{aligned} \cos \alpha_1 &= \frac{2P_1(P_1 - S_2)}{S_1 S_0} - 1; \quad \cos \beta_1 = \frac{2P_1(P_1 - S_1)}{S_2 S_0} - 1; \quad \cos \alpha_2 = \frac{2P_2(P_2 - S_2')}{S_1' S_0} - 1; \\ \cos \beta_2 &= \frac{2P_2(P_2 - S_1')}{S_2' S_0} - 1; \quad \text{где} \quad P_1 = \frac{S_1 + S_2 + S_0}{2} \quad \text{и} \quad P_2 = \frac{S_1' + S_2' + S_0}{2}. \end{aligned} \quad (4)$$

Компонента сдвига $v_C = S_1' \cos \alpha_2 - S_1 \cos \alpha_1$ после простых преобразований вычисляется по измеренным сторонам:

$$v_C = \frac{1}{S_0} \{S_0(S_1 - S_2') + 2[P_2(P_2 - S_2') - P_1(P_1 - S_2)]\}. \quad (5)$$

Из геометрических расчетов определится и нормальная составляющая.

Чтобы уверенно интерпретировать результаты наблюдений, нужно знать, с какой точностью определена величина перемещения. Решение этого вопроса свяжем с конкретными условиями. Будем исходить из того, что для исследований на разломах достаточными являются треугольники со сторонами 2-4 км, длина которых измерена с относительной ошибкой 10^{-6} . Для оценки местоположения точки C с достаточной для наших целей точностью можно использовать формулы, полученные для линейной засечки в работе Воронов (1961) [3]:

$$M_C = + \frac{\sqrt{m_{S_1}^2 + m_{S_2}^2}}{\sin C}, \quad (6)$$

где M_C - средняя квадратическая ошибка местоположения точки C ; m_{S_1} и m_{S_2} - ошибки измерения сторон S_1 и S_2 (рисунок.б). Если треугольник AC_1B сделать равнобедренным, то $m_{S_1} = m_{S_2} = m_S$ и

$$M_C = \frac{m_S \sqrt{2}}{\sin C}. \quad (7)$$

При длине сторон 3 км и угле C , близком к $\pi/2$, ошибка определения положения точки C составит $\pm 4,2$ мм, а ошибка определения v - 5-6 мм. Как видно, она значительно меньше известных скоростей горизонтальных смещений по разломам.

Возникает вопрос о практическом осуществлении принятой нами системы координат. Заметим, что ее можно было бы закрепить с помощью определения азимута базиса AB . Однако этого можно и не делать. Параллельность базиса AB или перпендикулярность створной линии AB (рисунок, б и а), при условии ясного проявления разлома в рельефе, можно относительно линии разлома построить не грубее 5° . Но такой разворот системы координат внесет незначительную ошибку в компоненты движения крыльев разлома. Так, при величине общего вектора перемещения $v = 50$ мм максимальная ошибка в величине сдви-

га или надвига (растяжения) будет составлять 4,5 мм, т.е. около 9% от модуля вектора перемещения.

Таким образом, на данном этапе исследований современных горизонтальных движений блоков земной коры целесообразным является наблюдение простых дискретных систем на разломах. Анализ результатов наблюдений на них позволит получить хотя и приближительную, но цельную картину движений отдельных блоков земной коры.

Эффективными методами наблюдений региональных движений могут служить створный и створно-полярный способы, а также измерение сторон отдельного треугольника. В настоящее время полностью назрела задача создания таких построений на ряде глубинных разломов Алтае-Саянской складчатой области, в Забайкалье, Байкальской рифтовой зоне (хотя в последней имеются вполне достаточные предпосылки для перенаблюдения триангуляций, соединяющих противоположные берега Байкала; Есииков, 1967).

Вопрос о выборе местоположения таких построений подлежит особому рассмотрению с учетом геофизических, геологических и геоморфологических данных.

ЛИТЕРАТУРА

- Белоцерковский Д.Ю. Состояние вопроса о долготях Служб времени. – Труды 14-й астрометрической конференции СССР. Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Благоволин Н.С. Некоторые итоги и важнейшие задачи исследований на Крымском геофизическом полигоне. – В сб.: Изучение современных движений земной коры на стационарных геофизических полигонах. Ашхабад, Изд-во Ин-та Земли и атмосферы АН Туркм.ССР, 1970.
- Воронов Л.В. К вопросу об оценке точности и выгоднейшей форме прямой линейной засечки. Ж. Геодезия и Картография, № 7, 1961.
- Буланже Ю.Д. Вступительное слово представителя оргкомитета симпозиума, члена-корр. АН СССР. – В сб.: Проблемы современных движений земной коры. Труды III Международного симпозиума, Ленинград, 1968 г. М., 1969.
- Есииков Н.П., Панкрушин В.К. Современные горизонтальные движения Западного Прибайкалья и некоторые вопросы их изучения. – В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. М., "Наука", 1969.
- Красный Л.И. Геоблоки. – Геотектоника, 1967, № 5.
- Кропоткин П.Н. Механизм движений земной коры. – Геотектоника, 1967, № 5.
- Михайлов А.А. Итоги и перспективы изучения дрейфа континентов астрономическими методами. – В сб.: Проблемы современных движений земной коры. – Труды III Международного симпозиума, Ленинград, 1968 г. М., 1969.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. – Геотектоника, 1967, № 5.
- Приветствие президента Международной комиссии по современным движениям земной коры проф. Ю.А. Мешерякова. – В сб.: Проблемы современных движений земной коры. Труды III Международного симпозиума, Ленинград, 1968 г. М., 1969.
- Проворов К.Л. Сравнение точности угловой, линейной и линейно-угловой триангуляции. – Изв. вузов, Геодезия и аэрофотосъемка, вып. 1, 1960.
- Проворов К.Л. Радиогеодезия. М., "Недра", 1965.
- Фотиади Э.Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. Материалы по региональной геологии Сибири. Труды СНИИГГи МСФ, вып. 57. Новосибирск, 1967.
- Хмелевский Ю.С. Вычисление углов плоского треугольника по длине его сторон. – Геодезия и картография, 1961, № 7.
- Храмов А.Н. Современное состояние проблемы дрейфа материков по палеомагнитным измерениям. – В сб.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М., "Наука", 1970, № 7.
- Яншин А.Л. Тектоническое строение Евразии. – Геотектоника, 1965, № 4.
- Meade В.К. Annual rate of slippage along the San Andreas fault. – В сб.: Проблемы современных движений земной коры. – Труды III Международного симпозиума, Ленинград, 1968 г. М., 1969.
- Stoyko A., Stoyko N. Variations de latitudes et longitudes et le mouvement de l'écorce terrestre. – В сб.: Проблемы современных движений земной коры, Труды III Международного симпозиума, Ленинград, 1968 г. М., 1969.

К ВОПРОСУ О МЕТОДИКЕ РАЗДЕЛЕНИЯ СЛОЖНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ (на примере западной части Сибирской платформы)¹

В настоящее время западная часть Сибирской платформы не исследована бурением, и поэтому решающая роль в изучении ее глубинного строения принадлежит геофизическим исследованиям. Ясно, что ответственнейшие выводы, получаемые в результате интерпретации геофизических материалов (в том числе в результате установления корреляционных связей между элементами строения фундамента и неотектоникой), должны базироваться на строгой методической основе. Различные методики интерпретации геофизических материалов, используемые в настоящее время, требуют объективной оценки пределов их применимости и достаточно строгого геолого-физического и математического обоснования. В первую очередь должна быть ясна мера достоверности результатов интерпретации. Это тем более необходимо, что существуют многочисленные, во многом противоречащие друг другу схемы строения фундамента плит Сибири.

1. Рассмотрим методику разделения сложных магнитных полей и определения глубин залегания возмущающих масс (предусматривающую использование электронно-вычислительной машины); проанализируем также геологические результаты применения этой методики, изложенные в ряде работ (Кузнецов, 1963, 1965_{а,б}; Фотиади, Кузнецов, 1964; Кузнецов, Тверитин, 1967, и др.).

В настоящее время многими исследователями при определении глубин залегания намагниченных образований широко применяется способ проведения нулевого уровня, в основе которого лежит структурно-морфологический анализ магнитного поля по картам графиков, и выделение по ним (для расчетов) аномалий последнего порядка, наложенных на спокойное поле или слабо осложненное (часто от источников относительно более глубоких). Обязательным условием при этом является использование магнитного поля только такой степени сложности, при которой обеспечивается прослеживаемость (в профиле и плане) характера затухания рассчитываемой аномалии. Теоретическими исследованиями многих авторов и многолетней практикой расчетов установлено, что разделение аномалий становится затруднительным и часто невозможным при сближении их в плане на расстояние между z_{\max} менее $4 \div 5 x_{0,5}$ ($x_{0,5}$ — абсцисса полмаксимума). Так, например, при сближении аномалий вертикальных маломощных пластов (нитей полосов) и вертикальных пластов ($b=2h$), не ограниченных по простиранию и падению, на расстояния, соответственно равные $5x_{0,5}$ и $3,5x_{0,5}$, напряжение Z на среднем участке удваивается и составляет около $0,3 Z_{\max}$. В результате образуются сложные аномалии, и определение положения нулевых уровней и форм возмущающих тел становится весьма затруднительным. При сближении аномалий горизонтальных круговых цилиндров на расстояние $4x_{0,5}$ исчезает зона минимума, значения Z_{\max} понижаются примерно на 10%. Количественная интерпретация полученной сложной аномалии становится невозможной.

¹ Настоящая статья и статья, за ней следующая, являются непосредственным продолжением публикации, помещенной в материалах к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР (Проводников, Пучкова, 1971_а). В обеих статьях, помещенных в данном сборнике, рассмотрены результаты анализа некоторых методов и приемов интерпретации магнитометрических данных. Методические принципы, которыми руководствовались авторы, выработаны ими на основании материалов по Казахстану, Западной Сибири и Сибирской платформе (Проводников, 1963_{а,б}, 1965, 1966, 1971; Проводников, Пучкова, 1971_{а,б,в}, и др.). Некоторые положения обеих статей данного сборника являются извлечениями из названных публикаций; статья печатается в порядке дискуссии (от ред.).

Г.Ф. Кузнецов предложил формальный способ определения нулевого уровня. Не учитывая трудностей разделения аномалий в зонах сближения магнитных тел на расстояния, значительно меньшие $4\div 5 \times 0,5$, Г.Ф. Кузнецов предлагает для зон "любой сложности" чисто геометрический способ проведения нулевого уровня (этот способ предлагается им, в частности, применительно к полю Тунгусской синеклизы, где наблюдается сплошной покров лав базальтового состава и интрузивных траппов, создающих сложнейшее аномальное поле напряженностью до 1000–1500 и даже 2000 гамм на высоте 200 м). Нулевой уровень проводится им на графиках ΔT (или Z) по линии, срезающей аномальные пики и соединяющей минимумы, смежные с отсекаемыми пиками (Кузнецов, 1963, рис. 1, 2, в; 1965_{а,б} и др.). После первого срезания пиков (созданных, как считает автор, верхним этажом намагниченных тел) производится операция второго отсечения оставшихся "аномалий" (обусловленных, по мнению автора, вторым сверху этажом тел), затем еще раз срезаются оставшиеся на графике выпуклые формы и т.д.

Предлагаемые многочисленные способы проведения нулевого уровня (аппроксимация интерполяционными полиномами Лагранжа, Ньютона, Чебышева, способом касательных в точке перегиба, способом трех парабол, рядами Фурье и др.) не обеспечивают однозначность интерполяции отрезков. Критерии применения каждого из способов не установлены.

Так, по поводу интерполяционного полинома Ньютона сказано, что в случае больших градиентов он дает "глубокие минимумы". Поэтому взамен предлагается способ аппроксимации полиномом Чебышева. Однако в качестве примера приведен только случай небольших градиентов. При этом отмечается зависимость получаемых результатов от выбора системы опорных точек на периферии аномалии. Каждому из означенных способов присущи значительные погрешности.

Приведенные на рис. 1 примеры определения нулевого уровня указанными способами иллюстрируют вышесказанное. Как видно, в зависимости от различной конфигурации фона (истинного уровня) наблюдаются существенные отклонения найденного нулевого уровня от истинного (различные для каждого из примененных способов), что и определяет большие ошибки в глубинах, исчисляемые сотнями процентов. Сложная конфигурация найденных ошибочных уровней (см. рис. 1) является причиной выделения несуществующих в действительности аномалий, по которым затем рассчитываются глубины залегания намагниченных тел фундамента, что вводит в заблуждение и самого автора, и других исследователей.



Рис. 1. Примеры определения нулевого уровня способами касательных в точках перегиба (а, б) и интерполяции полиномом Лагранжа (в, г), примененных Г.Ф. Кузнецовым (1965_{1,2} и др.).

График Z аномалии кругового цилиндра. А - осложненный фон (истинный нулевой уровень наложенной аномалии), Б - нулевой уровень, найденный соответственно одним из способов.

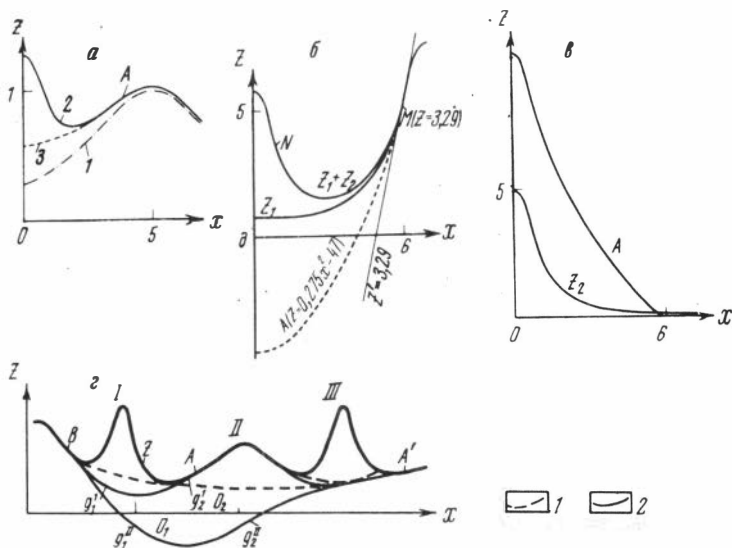


Рис. 2. Ошибочность использования точки перегибов. Объяснение в тексте.

Остановимся подробнее на некоторых замечаниях по методике интерпретации магнитных аномалий "любой сложности", изложенной в статье Г.Ф. Кузнецова (1965_б). Применяемый в статье критерий кривизны ошибочен, так как при его использовании различные участки кривой постоянной кривизны могут считаться "прямыми" или "кривыми" в зависимости от величины $f'(x)$. На стр. 156 рассматриваемой статьи указывается: "В случае отсутствия прямолинейных участков исследование кривой осуществляется на знак вторых разностей, т.е. границы приапикальных частей отыскиваются по условию, где $f''(x)$ меняет знак с плюса на минус", т.е. по точке перегиба, ". . . так как нами принято, что магнитное поле на границах приапикальных частей аномалии можно считать относительным нулевым полем для данной элементарной аномалии. . ."

Рисунок 2,а иллюстрирует ошибочность использования точки перегиба в качестве пункта, через который проводится нулевой уровень расчетной аномалии, аппроксимируемой параболой 21. На фоне аномалии от нити полюсов 1

[уравнение $Z = \frac{10}{10 + (x-5)^2}$] построена аномалия 2 также от нити полюсов ($Z = \frac{1}{1 + x^2}$). Точку перегиба А нельзя считать расположенной на нулевом уровне,

ибо параболический нулевой уровень (3), проходящий через точку А, отсечет фиктивную, более узкую и меньшую по напряженности аномалию, чем (2).

Применим теперь методику Г.Ф. Кузнецова (1965_б) к частному случаю. Из-за отсутствия указаний к величине ϵ в уравнении (19) возьмем случай без прямолинейных участков. Для простоты рассмотрим симметричный относительно оси Z профиль. Возьмем график от двух нитей полюсов (см. рис. 2,б,в):

$$Z_1 = \frac{15}{2 + (x+7)^2} + \frac{15}{2 + (x-7)^2},$$

расположенных симметрично относительно оси Z на расстояниях ± 7 . На гра-

фик дополнительно нанесем аномалию $Z_2 = \frac{5}{1 + x^2}$. На полученного суммарного

графика $Z_1 + Z_2$ по методике Г.Ф. Кузнецова выделим аномалию Z_2 . Очевидно,

правильно выделенная аномалия должна в разумных пределах совпадать с

$$Z_2 = \frac{5}{1+x^2}. \text{ Суммарный график описывается уравнением}$$

$$Z_1 + Z_2 = \frac{5}{1+x^2} + \frac{15}{2+(x-7)^2} + \frac{15}{2+(x+7)^2}.$$

Ищем точку перегиба в промежутке 0-7. Их две (см. рис. 2, б): М и N. Выбираем точку, в которой $Z' > 0$, т.е. точку М. Координаты точки М: $Z \approx 5.2$; $x \approx 6$. В точке М имеем $Z' = 3,29$.

В соответствии с (21) проводим параболу. В случае симметрии относительно оси Z, учитывая (22) и (23), получаем уравнение параболы: $Z = 0,275x^2 - 4,7$ (см. рис. 2, б, кривая А).

На рис. 2, в сопоставлены исходная аномалия $Z_2 = \frac{5}{1+x^2}$ и аномалия А,

выявленная с помощью методики Г.Ф. Кузнецова.

Остается добавить, что уровни на рисунке из работы Г.Ф. Кузнецова (1965₂), построенные по его методике (с помощью ЭВМ), не могут быть нулевыми уровнями. В этом можно убедиться из любой из отсекаемых аномалий. Найденные Г.Ф. Кузнецовым уровни подходят к кривой Z не касательно, как требуют условия (22), а под углом (это хорошо видно на крайних аномалиях). Кроме того, они подходят к кривой Z не в точках перегиба и не к "прямолинейным" участкам ее, а в местах наибольшей кривизны и, следовательно, нарушают неравенство (19) и исходное допущение о границе приапикальной зоны. Интерпретация по методике Г.Ф. Кузнецова трех правых аномалий (скопированных на рис. 2, г) приводит нас к выводам, отличным от выводов этого автора. Проследим ход наших рассуждений.

Аномалия 1 отсекается параболой, которые относительно начала координат O_1 с масштабом по осям единица в 1 см имеют вид

$$q_1^I(x) = 3x^2 - 0,6x + 0,33, \quad q_2^I(x) = 4,6x^2 - 0,6x + 0,33.$$

Нулевой уровень аномалии 3 проведен близ уровня, построенного автором, так как правее аномалии кривая Z выходит, как он считает, на прямолинейный участок (критерий прямолинейности отсутствует). Аномалия 2 относительно начала координат O_2 и в том же масштабе отсекается параболой: $q_1^{II} = 0,254x^2 + 0,43x - 0,22$; $q_2^{II} = 0,33x^2 + 0,43x - 0,22$.

Как видим, выделяются аномалии I и II относительно уровней, проведенных в строгом соответствии с методикой Г.Ф. Кузнецова. Аномалии эти по форме, ширине и напряженности резко отличаются от аномалий, приводимых Г.Ф. Кузнецовым (штриховых уровней рис. 2, г). Из этого следует вывод о невозможности разделения сложных аномалий методом Г.Ф. Кузнецова (1965₂).

Обратим внимание также на несоответствие наведенных автором нулевых уровней отсекаемых аномалий нулевым уровням аномалий аппроксимируемых цилиндров (отсутствуют минимумы). Аппроксимация искомым тел цилиндрами обуславливает принципиальную невозможность определения глубины залегания верхней кромки возмущающих тел, так как верхняя кромка рассматриваемых цилиндрических тел не может быть определена без знания их магнитных свойств (подробнее см.: Проводников, 1960, 1963).

Приведем дополнительные примеры интерпретации по методике Г.Ф. Кузнецова.

На рис. 3 отражены данные интерпретации по методу Г.Ф. Кузнецова сложной аномалии от группы моделей магнитных тел, расположенных на одной глубине. Аномалии, выделенные на суммарной кривой в строгом соответствии с методическими требованиями Г.Ф. Кузнецова, не соответствуют аномалиям моделей. Поэтому глубины, вычисленные по этим аномалиям, значительно

отклоняются от действительных. При этом отмечаются три уровня глубин (три магнитоактивных этажа, из которых два нижних, применительно к модели строения Тунгусской синеклизы, отражают, по Г.Ф. Кузнецову, строение фундамента). Но если изменить порядок интерпретации аномалий, например выделить вначале аномалии 4 и 4а, а затем 1, 2, 2а и т.д., то получится принципиально иной разрез, с иным порядком глубин.

На рис. 4 изображен рельеф дневной поверхности по линии маршрута, расположенного в области сплошного развития покровных базальтов Тунгусской синеклизы, и нанесены наблюдаемый график $(\Delta T)_a$ и вычисленный график Z поля базальтоидов, залегающих выше уровня моря. Последний график близок к наблюдаемому. Отклонения представляют собой локальные возмущения от пород, расположенных выше уровня моря (малые значения $x_{0,5}$), а также погрешности за счет местных отклонений Z от принятых осредненных значений при расчетах Z и неучтенных локальных форм дневного рельефа. Таким образом, наблюдаемые аномалии по рассматриваемому маршруту могут быть целиком объяснены намагниченными покровными базальтами. Для выделения здесь аномалий от глубинных источников оснований нет. По этому же маршруту произведено разделение аномалий по методу Г.Ф. Кузнецова. В результате получены глубины четырех уровней (этажей магнитных пород). Этот пример показывает ошибочность положений, которыми руководствовался Г.Ф. Кузнецов при выделении Центрального сводового поднятия в центральной части Тунгусской синеклизы и других структур (Фотиади, Кузнецов, 1964; Кузнецов, 1965¹).

На рис. 5 изображены два профиля (Горная Шория) с аномалиями, выделенными и рассчитанными на ЭВМ по программе Г.Ф. Кузнецова 1970 г. Из рассмотрения рисунка очевидна искусственность произведенного выделения аномалий. Обратим внимание на фантастическую по своей сложности конфигурацию нулевых уровней (часть аномалий, заключенных между ними, заштрихована). Так как каждая последующая выделяемая на графике аномалия есть лишь результат срезания выпуклостей, образуемых линией нулевого уровня "аномалии" предыдущего порядка, то пределом выделения такого вида аномалий на ЭВМ служит длина рассчитываемого профиля. Например, аномалии 6 и 7 профиля 16 и аномалии 9, 11, 13 и 14 профиля, V и др. "выкроены" главным образом из области, расположенной ниже уровня нормального поля рассматриваемых двух профилей. Если бы разрешающая способность ЭВМ позволила рассчитать профиль достаточной протяженности, то глубины, рассчитанные по аномалиям, выделенным этим способом, достигли бы в конце концов центра Земли.

Из произведенного анализа, из рис. 2–5, а также из рис. 1 работы Г.Ф. Кузнецова (1963) видна неприемлемость рекомендуемого Г.Ф. Кузнецовым метода. Многократное "поэтажное" искусственное срезание пиков приводит к выделению аномалий, не обусловленных реальными магнитными телами, расположенными в несколько несуществующих этажах.

Во всех рассмотренных математических построениях Г.Ф. Кузнецова нет физического обоснования. Нулевые уровни не контролируются графиками моделей намагниченных тел. При аналитических определениях положения нулевого уровня не используется ни одно уравнение напряженности магнитного поля. Рекомендуемая автором методика разделения сложных магнитных полей обходится без данных анализа карт магнитного поля. Любая рассчитываемая аномалия профиля наблюдений рассматривается без всякой связи с положением ее в плане съемки магнитного поля. Общий характер поля, прослеживаемость рассчитываемых аномалий по ряду профилей, предположительная форма тел и угол пересечения их маршрутами наблюдений не учитываются. И наконец, что особенно важно в условиях сплошного покрова базальтоидов Тунгусской синеклизы, не принимается во внимание рельеф местности, не говоря уже о геоморфологических и геологических данных. Но известно, что недоучет каждого из перечисленных факторов обуславливает принципиальную ошибочность интерпретации. Искусственность отсека пиков аномалий на магнитных гра-

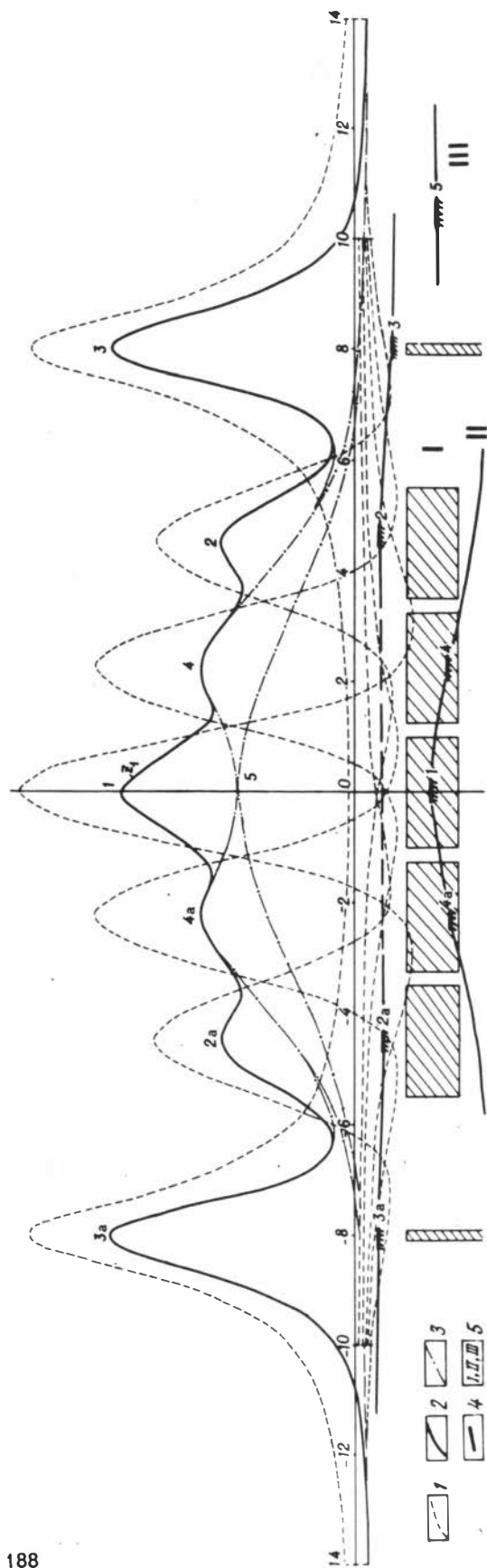


Рис. 3.

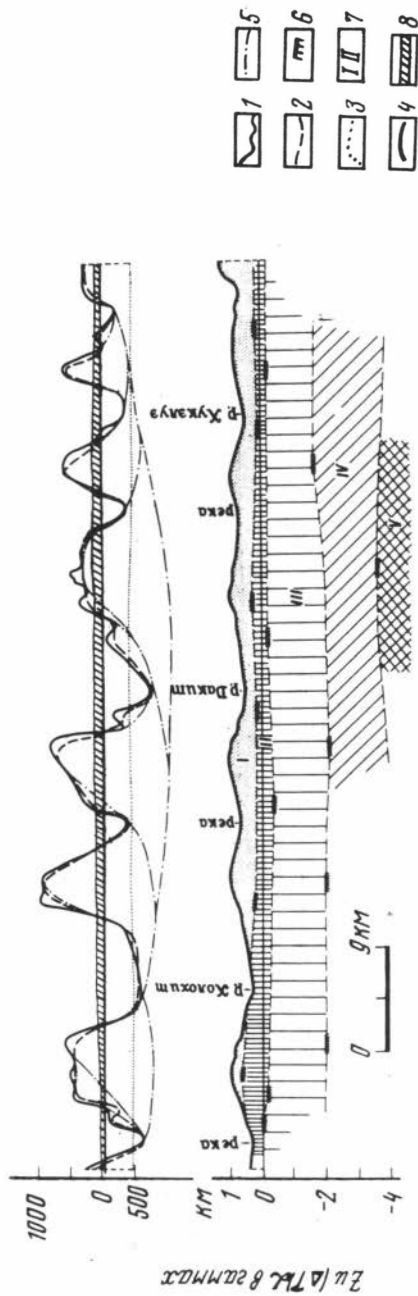


Рис. 4.

фиках со всей очевидностью устанавливается также из факта невозможности совмещения срезанных пиков с аномалиями от моделей намагниченных тел элементарных форм. Автор ограничен в своих возможностях производить расчеты срезанных пиков лишь способом касательных, т.е. без необходимого контроля путем сравнения теоретических графиков с рассчитываемыми¹.

Рассматриваемый метод был применен для интерпретации сложнейших магнитных полей западной части Сибирской платформы. В результате вычислены глубины, по которым получено двухъярусное строение кристаллического фундамента, и структуры по поверхности фундамента – сводовые поднятия фундамента в центральной части Тунгусской синеклизы, краевые поднятия на участках, примыкающих с востока к Северо–Енисейскому массиву, в районе Турханска и др. (Фотиади, Кузнецов, 1964; Фотиади, Моисеенко, 1964; Фотиади, 1965; Фотиади, Будников, 1968, и др.).

На участках карты графиков северного района Тунгусской синеклизы (рис. 6), оконтуренных, по Г.Ф. Кузнецову, изогипсами 3,0 и 3,5 км (Аянское и Курейское поднятия Центрального свода), нет магнитных аномалий, которые можно было бы увязывать с породами кристаллического фундамента; то же можно сказать о территории Туринского поднятия и др. (Фотиади, Кузнецов, 1964, и др.). Аномальное магнитное поле этого района (рис. 6) полностью может быть объяснено моделью пачки намагниченных горизонтальных пластов, образующих толщу со сложной обнаженной поверхностью и мощностью до 2,0–2,5 км (т.е. может быть объяснено распространенными здесь покровными базальтами; см. рис. 4). Обратим внимание на тот факт, что в пределах рис. 6 все без исключения протяженные зоны минимумов коррелируются с глубоко врезаемыми долинами рек (Проводников, 1965, 1966, 1971а, б, в). Отрицательные величины (ΔT) на участках глубоких речных долин практически одинаковы, что говорит, с одной стороны, о субгоризонтальном положении подошвы толщи покровных базальтов и, возможно, о небольшой глубине ее залегания по отношению к местному базису эрозии, с другой стороны – об отсутствии заметных аномалий от глубинных источников, вызванных образованиями кристаллического фундамента.

Не случайно на территории Центрального сводового поднятия, рисуемого Г.Ф. Кузнецовым и Э.Э. Фотиади (см. рис. 6), ряд исследователей² отмечают

Рис. 3. Пример интерпретации сложной аномалии (от группы моделей), выполненной по методу Г.Ф. Кузнецова (1963, 1965_{1,2} и др.).

1 – графики аномалий от моделей пяти вертикальных пластов бесконечного простираения, ограниченных на глубину, и двух маломощных вертикальных пластов бесконечного простираения и погружения; 2 – график сложной (суммарной) аномалии; 3 – нулевые уровни, определенные по способу касательных в точках перегиба; 4 – глубины верхних кромок тел, рассчитанные по характерным точкам (по Г.Ф. Кузнецову); 5 – I, II, III – этажи магнитных пород (структурные ярусы), определенные по методу Г.Ф. Кузнецова.

Рис. 4. К расчету глубин залегания магнитовозмущающих образований (линию маршрута № 1 см. на рис. 6).

1 – наблюдаемый график (ΔT)_а на высоте 200 м; 2 – график Z, обусловленный толщей базальтов, залегающей выше уровня моря (вычислен Д.В. Пучковой с помощью палетки Д.С. Микова); 3 – приближенный график (ΔT)_а за вычетом поля базальтоидов (или, что то же, уровни нулевого поля вычисленного графика Z). Поле, предположительно обусловленное породами фундамента (по Л.Я. Проводникову, Д.В. Пучковой); 4 – рельеф дневной поверхности; 5–7 – нулевые уровни выделенных аномалий, глубины и этажи (заштрихованы) магнитных пород (структурные ярусы), определенные по методу Г.Ф. Кузнецова; 8 – график (ΔT)_а за вычетом поля базальтоидов (по Ремпелю, 1967).

¹Подробнее см. в следующей статье данного сборника.

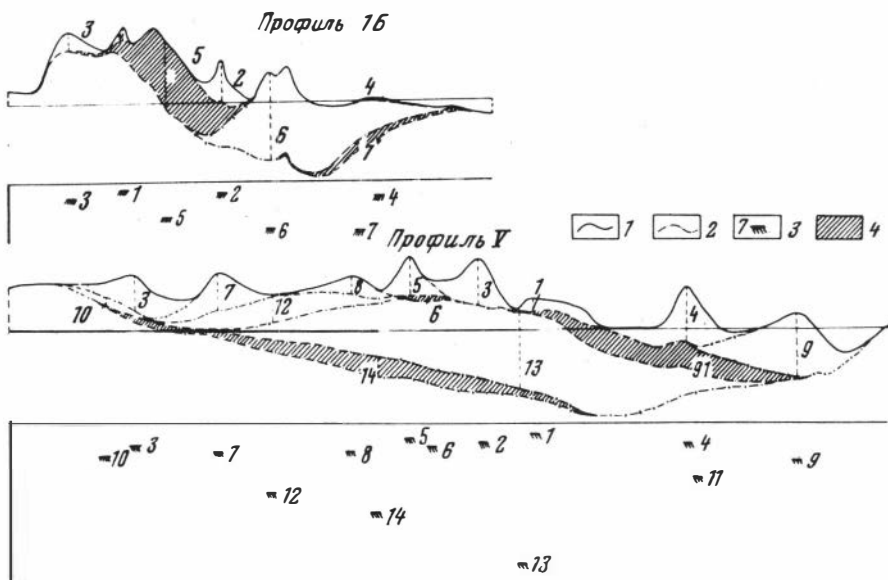


Рис. 5. Выделение аномалий и расчет глубин методом Г.Ф. Кузнецова. Нулевые уровни выделенных аномалий и глубины определены Д.В. Пучковой под руководством Г.Ф. Кузнецова (с помощью ЭВМ, по его программе 1970 г.).

1 – график $(\Delta T)_a$; 2 – нулевые уровни аномалий; 3 – глубины залегания магнитных тел и номера соответствующих аномалий; 4 – аномалии, имеющие сложные очертания нулевых уровней, линиями графиков которых являются нулевые уровни аномалий более высокого порядка (заштрихована часть таких аномалий).

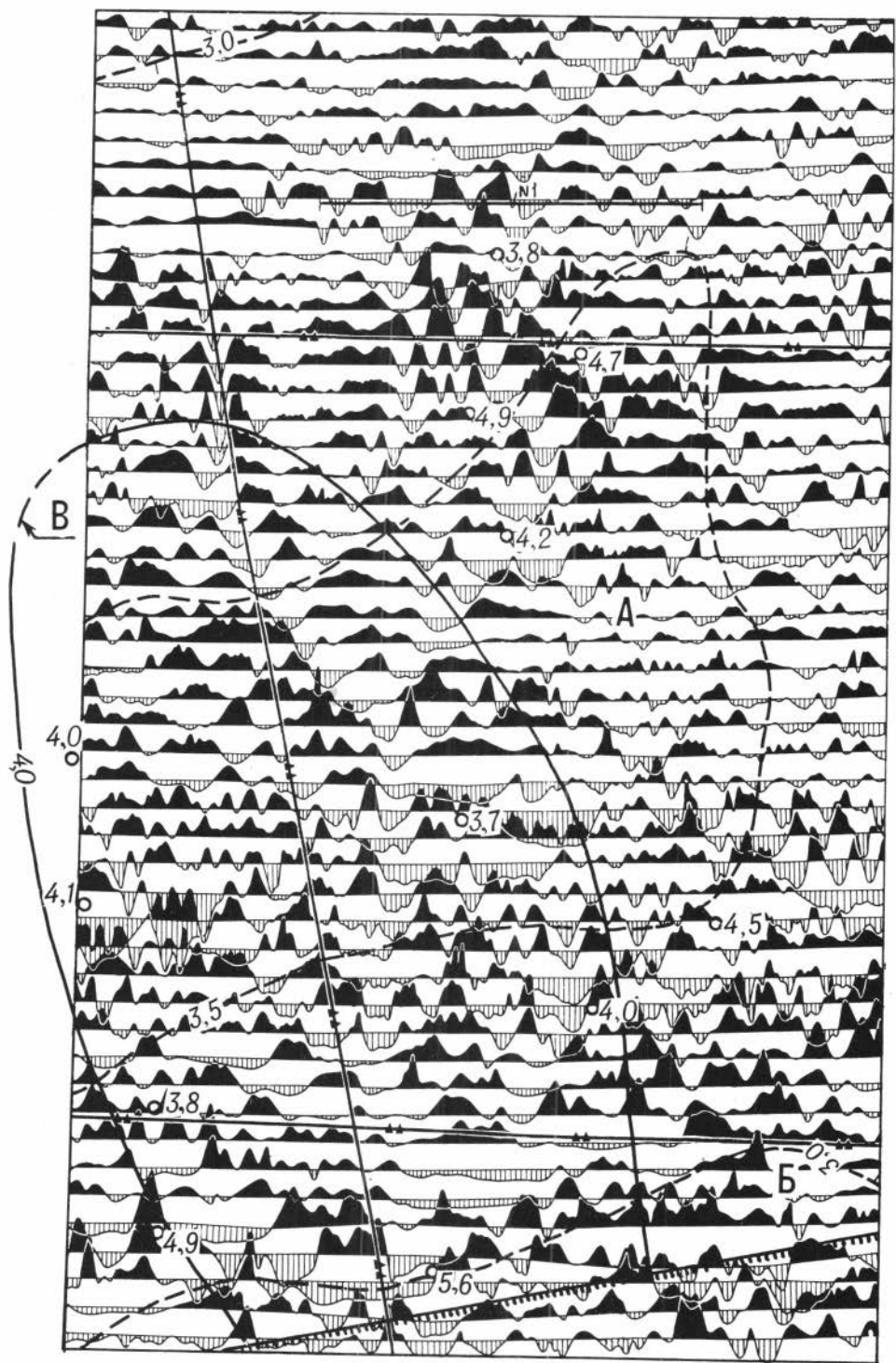
максимальное для Тунгусской синеклизы погружение кристаллического фундамента, превышающее 6–8 км (по Н.Н. Михайлову, Я.И. Полькину, 1964 г.) и 10–12 км (Проводников, 1965). Основанием для этого послужили расчеты магнитных аномалий на участках, расположенных в непосредственной близости к границам рис. 6, наличие отрицательных гравитационных аномалий и геологические данные.

Анализ магнитного поля на участке, непосредственно примыкающем с востока к Северо-Енисейскому массиву, и расчеты магнитных аномалий, произведенные в последнее время (Проводников, 1965), а также данные исследований широтного колена Ангары методом ГСЗ (Крылов и др., 1968) дают основание считать, что здесь, на краю платформы, вероятны значительные глубины залегания кристаллического фундамента, превышающие 6–8 и, возможно, 10 км. Геологические разрезы платформенных рифейско-палеозойских отложений района хорошо увязываются с полученными величинами глубин.

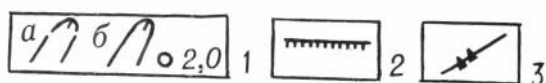
Рис. 6. Графики магнитного поля центрального участка Курейской впадины Тунгусской синеклизы (область сплошного покрова базальтов).

1 – изогипсы и глубины (в км от уровня моря) поверхности кристаллического фундамента (а – по Фотиади, Кузнецову, 1964 и др., А – Аянское, Б – Курейское поднятия; б – по Ремпелю, Пятницкому, 1967; В – Аянское поднятие); 2 – разлом со смещением поверхности фундамента (по Г.Г. Ремпелю); 3 – оси проницаемых зон (зон разломов), прослеживаемые по наиболее интенсивным зонам аномалий, обусловленных базальтовыми покровами (проведены по данным анализа магнитного поля синеклизы в целом (по Проводникову, 1966)).

Графики $(\Delta T)_a$ по материалам Е.А. Каспаровой, Д.И. Гордонова, 1958 г.



$(\text{сГ})_a$
 + линия маршрута
 - Высота полёта 200м



Показательно, что положительные аномалии карты изодинам со снятым влиянием траппов (по Г.Ф. Кузнецову) в районе рек Виви, Тембенчи, Эмбенчимэ, Кочетум и др. приурочены к водораздельным возвышенностям. Возникновение этой закономерности связано с тем, что автором не учтено эрозионное расчленение намагнитченных покровных образований Тунгусской синеклизы и обусловленное этим расчленением характерное магнитное поле (по долинам рек наблюдаются минимумы, по водоразделам – максимумы аномалий).

В связи со сказанным невозможно признать обоснованными отрицательные выводы, изложенные в работе Э.Э. Фотиади и Г.Ф. Кузнецова (1964) о нефтегазоносности центральной части Тунгусской синеклизы (Центрального сводового поднятия), где, по мнению авторов, ниже- и среднепалеозойские отложения выклиниваются.

Вызывает возражение и рисовка в районе расположения Марковского нефтяного месторождения слабоперспективной на нефть и газ плоской мульды с незначительными мощностями платформенных осадочных отложений (до 0,5–1 км в западной и центральной ее частях и лишь на востоке до 2,5 км). Изучение тех же геофизических материалов с применением другой методики исследования, с учетом физической природы аномалий и данных геологических наблюдений, позволяет говорить о принципиально иной структурной позиции Марковского месторождения. Крупнейший региональный Ангаро-Непский вал (Проводников, 1965), на крыльях которого (в северной его части) устанавливаются нефтеперспективные осадочные отложения мощностью до 8–10 км, представляет собой обширную территорию значительной потенциальной нефтегазоносности. Марковская разведочная площадь находится в присводовой его части.

Таким образом, анализ произведенных Г.Ф. Кузнецовым методических работ и полученных геологических результатов позволяет утверждать, что рекомендуемая им методика исследования принципиально ошибочна, а следовательно, ошибочны и его структурно-тектонические построения. Произведена: им геометризация способа разделения сложных магнитных полей – прием выделения аномалий абсолютно не пригоден для расчетов глубин. Использование заведомо негодной информации для обработки на ЭВМ, если еще "исключить из обычной кибернетической цепи "человек–машина" человека" (Кузнецов, 1965², стр. 152), приводит к построениям, подобным изображенному на рис. 5.

Эффективное применение ЭВМ при интерпретации геофизических аномалий возможно только на основе накопленного опыта геологического истолкования аномалий физических полей, с учетом глубокого качественного анализа морфологии этих полей и геологических данных. Следует заметить, что при существующей степени разработки вопросов интерпретации с помощью ЭВМ последнюю можно использовать как полезный инструмент при решении лишь отдельных вопросов, связанных с дополнительными трудоемкими вычислениями, необходимыми при геологической интерпретации (производимой с помощью практикуемых методов, в частности палеточных, позволяющих с наибольшей полнотой и надежностью использовать особенности геофизических полей и геологические данные).

2. В заключение статьи рассмотрим построенную Г.Г. Ремпелем (1967) карту изолиний магнитного поля северо-западной части Сибирской платформы, с которой снято влияние траппов. Влияние намагнитченного покрова определено при допущении вертикальной и однородной его намагнитченности и в качестве "поправки за рельеф"¹ введено в наблюдаемое поле, предварительно пересчитанное на высоту 2 км. Пересчет выполнен с помощью ЭВМ, однако при этом графики дважды механически осреднены вручную (рис. 7).

¹ Отражает не поправку за рельеф в обычном понимании, когда возмущающее тело находится на глубине, а поправку на эрозионное расчленение магнито-возмущающих образований.

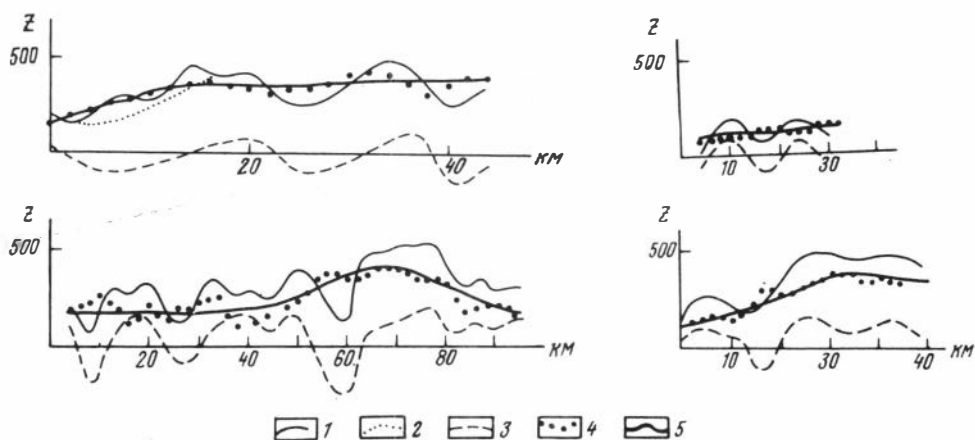


Рис. 7. Примеры введения поправок за рельеф местности по Г.Г. Ремпелю (Ремпель, 1967; Пятницкий, Ремпель, 1966).

1 – график магнитного поля, пересчитанный на высоту 2 км; 2 – участок графика поля, полученный путем визуального “срезания” локальных аномалий; 3 – график поправок; 4 – величины поля с учетом поправок за влияние траппов; 5 – исправленный график (сглажен вручную).

По Г.Г. Ремпелю, средняя квадратичная погрешность вычисления “поправки за рельеф”, включая и погрешность пересчета на высоту 2 км, составляет:

$$\delta_a = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2 + \delta_3^2} = \sqrt{44^2 + 17^2 + 20^2} = 51 \text{ г, где средние квадратичные ошибки про-}$$

исходят за счет следующих факторов: δ_1 – отклонение от принятого среднего рельефа местности (в районе крутых склонов гор и речных долин ошибки могут достигать, по Г.Г. Ремпелю, 100 гамм; в действительности же они значительно больше); δ_2 – неточность снятия отметок высот местности; δ_3 – неточность изображения рельефа на используемой карте масштаба 1:1000000. С учетом же средних квадратичных отклонений за пересчет на высоту 2 км (δ_1), за визуальное выравнивание графика пересчитанного на высоту (δ_5) и полученное после введения поправок (δ_6), определенных по данным рис. 7 (по отклонениям соответственно в 7-, и в 10-м пунктах), имеем общую среднюю квадратичную погрешность вычисления и введения “поправки за рельеф местности”

$$\delta = \sqrt{\delta_a^2 + \delta_4^2 + \delta_5^2 + \delta_6^2} = \sqrt{51^2 + 67^2 + 69^2 + 79^2} = 134 \text{ г. Если принять во внимание}$$

ошибки, связанные с допущением вертикальной однородной намагнитченности, равной $5 \cdot 10^{-3}$ СГСМ, дополнительные ошибки на участках сложного рельефа и др., то суммарная реальная погрешность может превышать 200 и более гамм. Аянское поднятие (см. рис. 6), например, выделено по глубинам в шести расчетных пунктах, в четырех из которых $(\Delta T)_{\alpha_{\text{микс}}}$ рассчитанных аномалий представляют величины порядка 100–150 гамм, т.е. находятся в пределах квадратичной погрешности “поправок за рельеф”. Напряженность значительной части аномалий, рассчитанных Г.Г. Ремпелем по изученной им территории, такого же порядка или близка к нему. На значительной территории Тунгусской синеклизы поле со снятым влиянием траппов на карте Г.Г. Ремпеля завышено в целом на 400–600 гамм (в основном за счет сглаживания “аномалеобразующего” рельефа местности и занижения величины J , принятой при введении поправки; см. рис. 4).

Следовательно, выделенные Г.Г. Ремпелем аномалии в области сплошного развития покровных базальтов (отнесенных им за счет пород фундамента) –

результат местного повышения магнитных свойств базальтовых покровов или увеличения мощности этих покровов, а также результат ошибок и погрешностей, связанных с пересчетами резко варьирующего поля вверх и введением "поправки за рельеф" в условиях сложнопересяченной горной местности. На рис. 6 видно, что пункты рассчитанных Г.Г. Ремпелем глубин этого участка приурочены к аномалиям, обусловленным эрозионным расчленением горизонтального покрова намагниченных базальтов. Здесь, как отмечалось при рассмотрении методики Г.Ф. Кузнецова, не обнаруживаются аномалии от пород фундамента. Следовательно, выделение Г.Г. Ремпелем, вслед за Э.Э. Фотиади и Г.Г. Кузнецовым (1964), Аянского куполовидного поднятия по аэромагнитным материалам (внутри изогипс 3,5 и 4 км) лишено основания. Лишено основания и выделение Верхне-Хётского и Кочечумского сводов, Анамского, Мильчанского, Нижне-Вивинского и Гутконгдинского поднятий и других структур по поверхности фундамента на глубинах 5–4 км и меньше (Ремпель, 1967; Ремпель, Пятницкий, 1967; Гришин и др., 1967).

В районах, тяготеющих к периферии синеклизы, где под маломощным и несплошным покровом лав и траппов достаточно уверенно просматриваются аномалии от пород фундамента, Г.Г. Ремпелем определены глубины (по аномалиям, снятым с его карты изолиний) и выделены по ним Кондромская впадина, Бахтинский прогиб, Нижне-Чунская седловина, Байкитское поднятие и др. Глубины, определенные здесь по характерным точкам способом касательных, особенно трудно определяемым в условиях осложненного поля, и рисовка рельефа фундамента по средним данным всего диапазона выявленных глубин, не могут быть признаны достоверными (подробнее в следующей статье данного сборника).

Таким образом, опыт "снятия" влияния намагниченного траппового покрова в пределах северо-западной части Сибирской платформы, произведенный Г.Г. Ремпелем, не оказался удачным. И этот частный случай разделения магнитного поля не принес желаемых результатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гришин М.П., Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. Строение фундамента Сибирской платформы. – Труды СНИИГГиМС, 1967, вып. 63.
- Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Павленкова А.И., Пузырев Н.Н., Рудницкий А.Л. Глубинные сейсмические исследования земной коры Западной Сибири. Межд. геол. конгр., 23-я сесс., докл. сов. геол., пробл. 5, 1968.
- Кузнецов Г.Ф. К методике интерпретации сложного магнитного поля. – Геология и геофизика, 1963, № 3.
- Кузнецов Г.Ф. Методика разделения сложных магнитных полей при решении некоторых геологических задач в западной части Сибирской платформы. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1965_а.
- Кузнецов Г.Ф. Метод автоматической интерпретации сложных магнитных аномалий. – Геология и геофизика, 1965_б, № 1.
- Кузнецов Г.Ф., Тверитин Е.Г. Автоматизация процесса выделения элементарных магнитных аномалий. – В кн.: Вопросы обработки геолого-геофизических данных на электронных цифровых машинах. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Проводников Л.Я. К вопросу определения глубины залегания верхней части поверхности намагниченных тел вида шара и горизонтального цилиндра. – В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
- Проводников Л.Я. Альбом палеток для определения элементов залегания намагниченных тел (глубины, мощности и интенсивности намагничивания) без ошибки за выбор нормального поля. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963_а.
- Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным, масштаб 1:5 000 000 (с объяснительной запиской). М., Изд-во АН СССР, 1963_б.
- Проводников Л.Я. Рельеф фундамента Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6.
- Проводников Л.Я. Вещественный состав и тектоника фундамента Сибирской платформы и прилегающих складчатых систем по геофизическим данным. – Докл. АН СССР, 1966, т. 166.

- Проводников Л.Я., Пучкова Д.В. Отражение элементов строения фундамента платформенных областей в основных чертах неотектоники и рельефа (на примере сев.-зап. части Сибирской платформы). – В сб.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Материалы к IX пленуму Геоморфологической комиссии АН СССР. М., "Наука", Новосибирск, 1971_а.
- Проводников Л.Я., Пучкова Д.В. К вопросу районирования фундамента платформенных областей. – Труды Тектонич. совещ., СО АН СССР, 1971_б.
- Проводников Л.Я., Пучкова Д.В. К методике интерпретации геофизических материалов при районировании фундамента платформенных областей Сибири и Русской платформы. – Труды Тектонич. совещ., СО АН СССР, 1971_в.
- Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. Использование аэромагнитных данных для изучения рельефа фундамента закрытых территорий. ОНТИ ВИЭМС. – Информ. сообщен., серия Региональн. разв. и промыслов. геоф., № 4. М., 1966.
- Ремпель Г.Г. Магнитное поле северо-западной части Сибирской платформы и его геологическое истолкование. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Ремпель Г.Г., Пятницкий В.К. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1967, т. 172, № 5.
- Фотиади Э.Э. Тектоническая карта Сибири и Дальнего Востока. М-б 1:10 000 000. М., Изд. ГУГК СССР, 1965.
- Фотиади Э.Э., Будников В.И. Новые данные о наличии области древних погребенных поднятий в центральной части Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. – Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 4.
- Фотиади Э.Э., Кузнецов Г.Ф. Новые представления о глубинном геологическом строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности. – Геология и геофизика, 1964, № 10.
- Фотиади Э.Э., Моисеенко Ф.С. Основные черты тектонической структуры Сибири и Дальнего Востока в свете геологических и геофизических данных. – Геология и геофизика, 1964, № 12.

Л. Я. Проводников, Д. В. Пучкова, В. С. Шеплев

К ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ СПОСОБОМ КАСАТЕЛЬНЫХ¹

В 1946–1950 гг. в Северном Казахстане и на юге Западно-Сибирской равнины Л.Я. Проводниковым были определены глубины залегания верхней кромки магнитных тел (h) по абсциссе полумаксимумов ($x_{0,5}$) локальных аномалий последнего порядка. В 1951 г. Ю.Н. Грачев предложил для определения h по локальным аномалиям последнего порядка использовать вместо $x_{0,5}$ практически близкую ей величину – полуразность абсцисс точек пересечения касательной к наиболее крутой части кривой Z с касательными к точкам максимума и минимума кривой. Полученная полуразность абсцисс приравнивалась h . Этот способ, названный способом касательных, был впервые предложен А.С. Семеновым (1947) применительно к электроразведке. Позже способ касательных широко распространился и стал применяться для расчетов любых аномалий, не только последнего порядка. При этом не учитывались значительные колебания величины полуразности абсцисс точек пересечения касательных, зависимые от различной формы и размеров возмущающих тел, положения выбранного уровня нормального поля рассчитываемой аномалии, наложения полей соседних тел, погрешности проведения касательных и пр. Предложенные В.К. Пятницким и соавторами (1966 и др.) дополнительные варианты проведения касательных не устранили значительной части погрешностей за счет указанных причин.

Рассмотрев различные варианты проведения касательных (Ю.Н. Грачева, В.К. Пятницкого и др.), А.А. Логачев (1962, стр. 259) отмечает, что "идею использования характерных точек кривой Z можно реализовать и в любом другом варианте, например ввести в рассмотрение расстояние до какой-либо доли

¹Статья печатается в порядке дискуссии (от ред.).

максимума, проводить касательные под определенным углом к оси абсцисс и т.д., составить множество новых таблиц. По существу этим и занимаются авторы, развивающие "метод касательных". Несомненно, что эмпирические формулы в определенных случаях полезны, но надеяться на то, что таким путем можно приблизиться к глубокому пониманию и объяснению геологических причин магнитных аномалий, нет оснований".

Остановимся на некоторых конкретных вопросах, касающихся способа вычисления глубин и нашедших отражение в работе В.К. Пятницкого и Г.Г. Ремпеля (1966). Сущность этого способа заключается в нахождении ряда "характерных" точек кривой Z или ΔT , которые затем используются для определения глубины залегания верхней кромки пласта (h), а также его горизонтального (b) и вертикального (l) размеров с помощью специально рассчитанных номограмм. Все номограммы имеют двойной вход и рассчитаны по одному принципу: в качестве заданных величин берутся значения абсцисс характерных точек (n - меньшая и m - большая), а в качестве искомого получают параметры h и b (или l).

Процедура интерпретации (после того как m и n уже определены) довольно громоздка и неточна: используется подвижная шкала, интерполяция ведется на разных концах шкалы одновременно между очень неудобно расположенными линиями, параллельность подвижной шкалы и горизонтальной линии проверяется на глаз.

Нетрудно доказать, что эти же задачи более просто и точно могут решаться с помощью номограммы с одним входом, т.е. обычным графиком функциональной зависимости. Покажем это на примере вертикального пласта бесконечного простирания и распространения на глубину:

$$Z = 2J \left(\operatorname{arctg} \frac{x+b}{h} - \operatorname{arctg} \frac{x-b}{h} \right). \quad (1)$$

Рассмотрим абсциссы (x_1 и x_3) точек, имеющих одинаковую величину первой производной Z' и связанных системой двух уравнений:

$$\left. \begin{aligned} \frac{Z(x_1) - Z(x_0)}{x_1} &= Z'(x_1), \\ Z(x_3) &= Z(x_1), \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где x_0 - абсцисса максимума. С учетом формулы (1) систему (2) можно записать:

$$\left. \begin{aligned} & \operatorname{arctg} \left[\frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)} \cdot \left(1 + \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right) \right] - \operatorname{arctg} \left[\frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)} \cdot \left(1 - \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right) \right] - 2 \operatorname{arctg} \left(\frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1} \right) = \\ & = \left[\frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(1 + \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} - \frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(1 - \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} \right] \cdot \frac{h}{x_1}; \\ & \frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(\frac{x_3}{x_1} + \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} - \frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(\frac{x_3}{x_1} - \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} = \\ & = \frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(1 + \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} - \frac{1}{\left(\frac{h}{x_1}\right)^2 + \left(1 - \frac{b}{h} \cdot \frac{h}{x_1}\right)^2} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

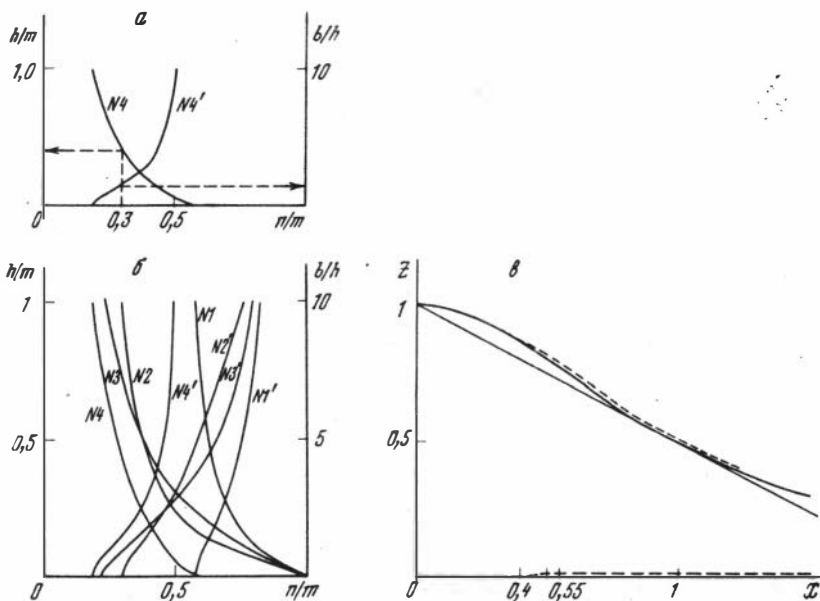


Рис. 1. Объяснения в тексте.

Система (3) легко решается графически относительно $\frac{h}{x_1}$ и $\frac{b}{h}$ (рис. 1, а):

$$\left. \begin{aligned} \frac{h}{x_1} &= \phi_1\left(\frac{x_3}{x_1}\right), \\ \frac{b}{h} &= f_1\left(\frac{x_3}{x_1}\right). \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

Таким образом, рис. 1, а заменяет всю номограмму с точками x_1 и x_3 (Пятницкий и др., 1966). При этом интерпретация сводится к вычислению $\frac{x_3}{x_1}$ и нахождению по графику $\frac{h}{x_1}$ и $\frac{b}{h}$ -искомых h и b .

Аналогичные рассуждения относительно других номограмм приводят к системе, подобной (4'), которую в общем виде можно записать так:

$$\left. \begin{aligned} \frac{h}{m} &= \phi\left(\frac{n}{m}\right), \\ \frac{b}{n} &= f\left(\frac{n}{m}\right). \end{aligned} \right\} \quad (4')$$

Преимуществом изложенного решения является сведение двухпараметрической задачи к однопараметрической, а отсюда появляется возможность учесть кроме h и b еще и величину l . Используя три точки, не лежащие на одной прямой (с абсциссами n, k и m), сводим определение значений h, b и l к решению си-

системы уравнений, аналогичных (4):

$$\left. \begin{aligned} \frac{h}{m} &= \phi_k \left(\frac{n}{m}, \frac{k}{m} \right), \\ \frac{b}{h} &= f_k \left(\frac{n}{m}, \frac{k}{m} \right), \\ \frac{l}{n} &= \phi_k \left(\frac{n}{m}, \frac{k}{m} \right). \end{aligned} \right\} (4')$$

К сожалению, слабая параметрическая чувствительность уравнений к величине $\frac{n}{m}$ и недостатки, присущие способу касательных вообще, не позволяют прибегнуть к графическому решению системы (4').

Возвратимся к методике В.К. Пятницкого и Г.Г. Ремпеля (1966). Рассмотрим точность расчетов. Сами авторы ограничиваются общими утверждениями, что при проверке на теоретических моделях расхождения в значениях глубин не превышали 40% (в редких случаях 70%) и составляли в среднем 20%, а на практических примерах величина ошибок возрастала. В связи с этим попытаемся дать теоретический анализ возможных ошибок метода. Очевидно, что ошибки во многом будут определяться тем, насколько допустима аппроксимация встречающихся на практике тел принятым эталоном вертикального пласта, насколько велико искажающее влияние "нулевого уровня" и какова точность графических построений.

Остановимся на ошибках, связанных с двумя первыми допущениями. Пусть тело произвольной формы с параметрами a, b, c, \dots , погруженное на глубину h_a , вызывает аномалию $Z_A = Z(x, h_a, a, b, c, \dots)$. Положение "нулевого уровня" представим в виде: $Z_{н.у.} = Z_{н.у.}(x)$. Тогда уравнение суммарной аномалии можно записать: $Z = Z_A + Z_{н.у.}$. Находя функциональные параметры m и n и подставляя их в систему (4), будем иметь:

$$m = m[h_a, a, b, c, \dots, Z_{н.у.}(x)],$$

$$n = n[h_a, a, b, c, \dots, Z_{н.у.}(x)],$$

$$h_{расч} = \psi[h_a, a, b, c, \dots, Z_{н.у.}(x)],$$

$$b_{расч} = \psi[a, b, c, \dots, Z_{н.у.}(x)].$$

Для вертикального пласта при $Z_{н.у.}(x) = 0$ справедливо тождество $\frac{\psi}{h} = 1$. В остальных случаях, задаваясь максимально допустимой погрешностью в 70%,

потребуем выполнения неравенства: $\frac{1}{17} < \frac{\psi}{h_a} < 17$.

Рассмотрим вначале ошибки, связанные с отклонением моделей от эталона, ограничиваясь при этом объектами прямоугольного сечения. Очевидно, что наибольшая погрешность будет возникать при интерпретации аномалий от тел конечного размера по вертикали ($l \neq \infty$), но рассчитанных по номограммам для $l = \infty$. При этом ошибки будут равны нулю при $l = \infty$ и максимальны при l , близком к нулю.

Численный счет прямым путем на ЭВМ показал, что для тел с $l \neq 0$ и $l \neq \infty$ встречаются ошибки от нуля до тех пределов, которые указаны в таблице. Из последней видно, что только за счет пренебрежения конечными размерами тела по вертикали возможны ошибки до 400% и более. Одновременно было обнаружено, что ограниченность объекта по простиранию ($2a \neq \infty$) дает лишь незначительную дополнительную погрешность. Это отчасти объясняется исключением из расчетов тел с длиной, меньшей $2b$, так как в этом случае аномалию надо рассматривать относительно другой оси.

Отношения рассчитанной глубины к истинной, найденные с помощью номограмм № 1, 2 и 3 (по Пятницкому и др., 1966).

При $\frac{b}{h}$	N_1	N_2	N_3
0	0,245	0,37	0,5
0,5	0,6	0,56	0,62
1	0,57	0,64	0,64
1,5		0,52	
2	0,36	0,49	0,47
5	0,34	0,53	0,37
10	0,33	0,53	0,31

Перейдем теперь к ошибкам, связанным с положением "нулевого уровня" аномалий. Наличие функции $Z_A(x)$ в правой части уравнения (6) показывает, что (вопреки утверждению авторов) от положения "нулевого уровня" в большой степени зависят получаемые расчетные данные.

Из рис. 1, б видно, в каких больших пределах может колебаться величина h и b при самом незначительном изменении отношения $\frac{n}{m}$. Наиболее резко это сказывается на h в левой части графика и на b в правой. Рассмотрим в качестве простого примера аномалию от "нити полюсов", уравнение которой представим в виде $y = \frac{1}{1+x^2}$. Для интерпретации применим номограмму 2 (Пятницкий и др., 1966), где, используя систему уравнений (2), определим: $x_1 = 1$; $x_3 = 0,295$ и $\frac{x_3^3}{x_1} = 0,295$. По графику на рис. 1, а найдем величину $h = 1$. Теперь внесем в горизонтальный "нулевой уровень" искажение Δy по следующему закону (рис. 1, в):

$$\Delta y \begin{cases} 0 & x < 0,4 \\ 0,02 - 0,8(x - 0,55)^2 & 0,4 < x < 0,55 \\ 0,02 & x \geq 0,55 \end{cases}$$

Выбор кусочно-непрерывной функции Δy объясняется желательностью аналитического определения нового положения точек x_1 и x_3 , так как точность графических построений слишком мала. При этом подчеркнем, что получаемое максимальное искажение первоначальной кривой, очевидно, не превысит по ординате 2% от y_{\max} , т.е. будет значительно меньше, чем обычно имеет место на практике.

Используя систему (2), запишем для точки x_1 :

$$\frac{\bar{y}-1}{1} = - \frac{2x}{(1+x^2)^2}, \text{ где } \bar{y} = y + \Delta y = \frac{1}{1+x^2} + 0,02.$$

Отсюда $x_1 = 1,042$. Подставляя x_3 в выражение (2), получаем:

$$- \frac{2x_3}{(1+x_3^2)^2} - 1,6(x_3 - 0,55)^2 = - \frac{2x_1}{(1+x_1^2)^2},$$

откуда $x_3 = 0,46$ и $\frac{x_3}{x_1} = 0,44$. Используя график рис. 1, б, найдем:

$$\frac{h}{x_1} = 0,33 \text{ и } h_{\text{расч}} = 0,33 \cdot 1,042 = 0,344.$$

Итак, незначительное (на 2% от $Z_{\text{макс}}$) искажение "нулевого уровня" привело к изменению $\frac{x_3}{x_1}$ в 1,5 раза, а $h_{\text{расч}}$ в 2,9 раза. Как видим, рассматриваемый метод обладает чрезвычайно повышенной чувствительностью даже к небольшим искажениям "нулевого уровня", которые на практике всегда имеют место. Подчеркнем, что определение x_3 было произведено нами аналитически. При графическом решении задачи величина ошибок может быть значительно больше. Рассмотренные здесь случаи асимметричных кривых Z (или ΔT), а также аномалий от тел непрямоугольного сечения могут привести к дополнительным ошибкам.

Таким образом, сказанное свидетельствует о том, что при применении рассмотренного способа могут возникать ошибки, превосходящие во много раз все допустимые пределы. Отметим также принципиальную ошибочность рассуждений авторов о том, что даже более "грубый" способ может дать лучшие результаты по сравнению с более точным, если имеется много пригодных для интерпретации аномалий. Такое утверждение справедливо только для метода, дающего случайные несмещенные значения глубин. Способ же касательных дает смещенные величины h (см. таблицу). В этом случае большее количество интерпретируемых аномалий позволит снизить дисперсию, но среднее значение может отличаться от типичного весьма значительно (на сотни процентов).

В рассматриваемой работе (Пятницкий, Ремпель, 1966) число используемых "характерных" точек достигло 36 (28 точек для определения верхней кромки и мощности, 8 из которых расположены вне кривой графика, и 8 для определения нижней кромки). Если ранее находилась одна точка (точка перегиба по А.С. Семенову), и это подкупало своей простотой при первой приклевке глубин, то ныне затраты времени, связанные с определением многочисленных "характерных" точек с использованием большого количества различных программ, значительно превышают время, требуемое для интерпретации более точными методами, например палеточными. Рекомендуемые трудоемкие операции не устранили главного недостатка, присущего способу касательных (характерных точек), — не используется кривая аномалии на всем ее протяжении от максимума до нуля. Не используется, следовательно, совокупность нерасторжимых элементов информации, характеризующая физическую и геологическую природу исследуемой аномалии со всеми ее связями в магнитном поле района. А именно это должно лежать в основе современного метода интерпретации.

Если отдельно взятые точки теоретического графика, называемые характерными, можно связать с глубиной залегания модели, то в природных условиях, когда практически все аномалии в той или иной степени осложнены влиянием полей от соседних тел (в плане и по глубине) и наложением помех, во многих случаях невозможно по положению на графиках характерных точек даже приближенно определить элементы залегания намагнитченных тел. Оперирование характерными точками, часто расположенными вне кривой аномалии, лишает интерпретатора возможности анализировать графики аномалий путем совмещения с теоретическими от известных моделей и, следовательно, исключает возможность оценки принципиальной пригодности той или иной аномалии для интерпретации по принадлежности ее к тому или иному этажу возмущающих образований, по степени ее осложненности, ее симметричности, по положению нулевого уровня, по соответствию предполагаемой форме тела и др.

Для построения магнитовозмущающей поверхности (кристаллического фундамента) авторами (Пятницкий и др., 1966, 1967) рекомендуются, например, приемы математического осреднения рассчитанных глубин с большой дисперсией (рис. 2). При этом не производится анализ прослеживаемости и природы рассчитываемых аномалий по району в целом (в плане и по глубине), в том числе аномалий последнего порядка от искомого возмущающего объекта, обуславливающих минимальные глубины, по которым только и может быть определен рельеф его поверхности. Следовательно, даже не ставится вопрос об отборе аномалий в соответствии с решаемой геологической задачей.

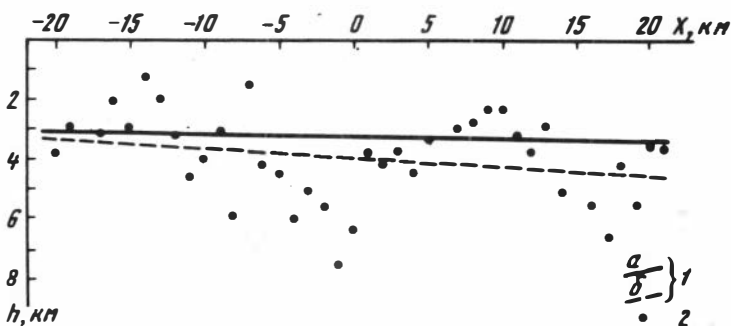


Рис. 2. Построение поверхности фундамента путем математического осреднения по глубинам, вычисленным способом касательных (пример глубин с дисперсией (Пятницкий, Ремпель, 1966)).

1 - поверхность фундамента, определенная путем обработки глубин способом наименьших квадратов (а) и способом вычисления средневзвешенных глубин (б). 2 - глубины до верхней кромки магнитных масс.

Все это порождает большие ошибки в определении глубин по данным магнитометрии, просчеты в количестве этажей магнитовозмущающих образований и "скольжение" с этажа на этаж.

В результате оперирования характерными точками, используемыми в обсуждаемом способе касательных, были получены по одним и тем же исходным данным противоречивые варианты изображения даже региональных структур поверхности фундамента плит Сибири. Крупнейшие положительные структуры центральной части Западно-Сибирской плиты (Демьянский свод, Пуровский вал, Казымско-Верхнетазовская зона поднятий) и региональные структуры Сибирской платформы (Среднесибирский, Ангаро-Непский валы, Курейское, Туруханское, Вельминское, Ньюско-Березовское перикратонные опускания) не нашли отражения на картах исследователей, производивших расчеты глубин способом касательных¹.

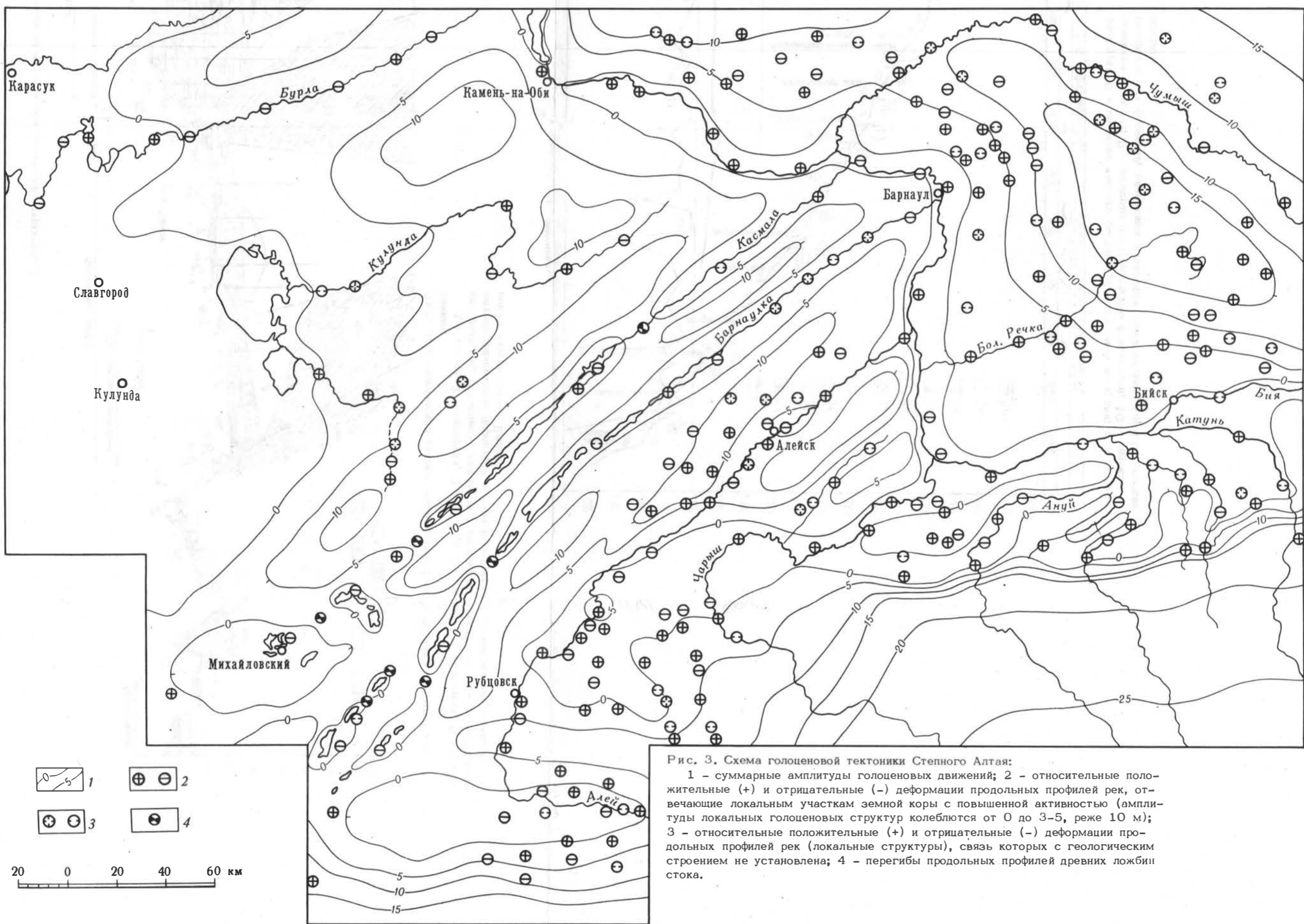
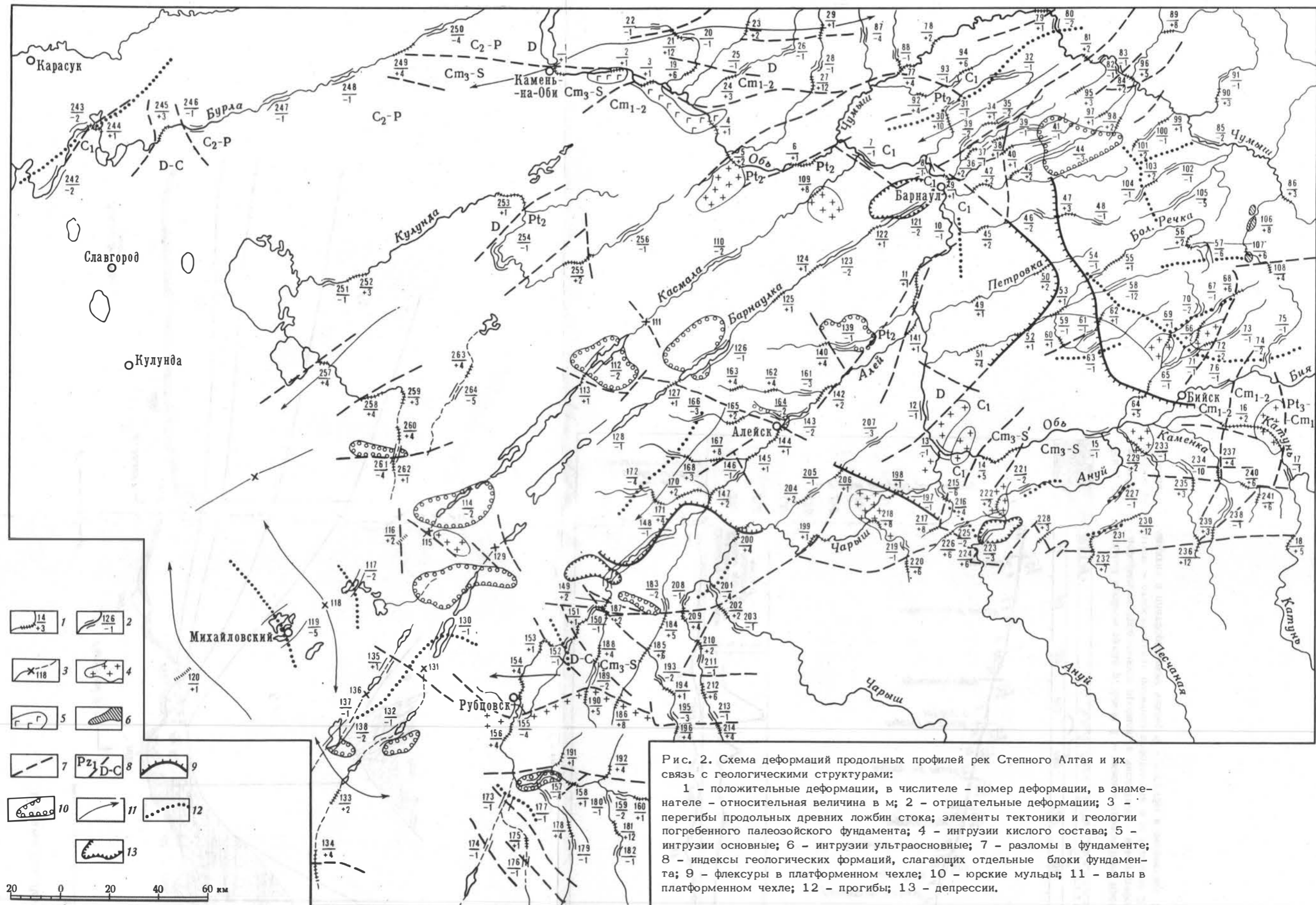
Многолетнее применение способа касательных подтвердило правильность высказывания А.А. Логачева (1955, стр. 54, 141) о том, что этот способ "не вызывает возражений при критическом его применении для предварительной общей оценки глубины залегания намагниченных тел. Для составления же обоснованных геологических выводов аэромагнитные данные высокой точности вполне достойны более строгого анализа и соответственно более точного вычисления глубин и, по возможности, других элементов залегания". Способы касательных при вычислении глубин "даже при идеально точных измерениях не могут дать хороших результатов". Результаты применения способа касательных ныне явились одной из основных причин неверия многих исследователей в принципиальную возможность получения объективных данных о глубинах залегания возмущающих пород и, в частности, определения поверхности складчатого и кристаллического фундамента по магнитометрическим данным. Некоторые критические замечания относительно способа касательных, кроме упомянутых выше, рассмотрены также в работах Л.Я. Проводникова (1963, 1971 гг. и др.), А.А. Любимова и др. (1969), А.А. Дзабаева (1970) и др.

Вполне очевидно, что способы расчетов, использующие всю кривую аномалии, заслуживают большего внимания. Большого внимания они заслуживают и при разработках современных методик интерпретации с ориентацией на применение ЭВМ. Способ касательных в варианте А.С. Семенова, с учетом соответствующих коэффициентов за форму моделей, как и способ полумаксимумов, может быть использован для предварительной оценки глубин по аномалиям последнего порядка.

¹ Результаты применения способа касательных на материалах западной части Сибирской платформы рассмотрены в предыдущей статье данного сборника.

ЛИТЕРАТУРА

- Дзабаев А.А. Использование данных высокоточной аэромагнитной съемки с целью изучения глубинного геологического строения южной части Каспийского моря и Западной Туркмении. Автореф. канд. дисс. Ашхабад, 1970.
- Логачев А.А. Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолиздат, 1955.
- Логачев А.А. Курс магниторазведки. Изд. 2-е. М., Гостоптехиздат, 1962.
- Любимов А.А., Любимов Г.А. Совершенствование методики и способов интерпретации гравимагнитных аномалий при геокартировании фундамента в районе КМА. – Бюлл. науч.-техн. информации. Вопр. методики гравир., № 16, 1969.
- Проводников Л.Я. Карты тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты по геофизическим данным (объяснительная записка). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г. Использование аэромагнитных данных для изучения рельефа фундамента закрытых территорий. ОНТИ, ВИЭМС. Информ. сообщение, серия Региональн. разведочн. и промысл. геофизика, № 4. М., 1966.
- Пятницкий В.К., Ремпель Г.Г., Мосиенко Б.А. Построение поверхности фундамента по данным аэромагнитной съемки. – Геология и геофизика, 1967, № 1.
- Семенов А.С. Метод заряженного тела при разведке и поисках сульфидных месторождений. Материалы ВСЕГЕИ, геофизика, сб. 11, 1947.



СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
-----------------------	---

Часть I

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Зятькова Л.К. Идеи Ю.А. Мешерякова в структурной геоморфологии Сибири	5
Основные работы Ю.А. Мешерякова по структурной геоморфологии.	10
Варламов И.П., Якименко Э.Л. Результаты изучения корреляционных связей современного рельефа и рельефа некоторых структурных горизонтов Западно-Сибирской равнины.	14
Лаухин С.А. История развития неотектонических структур и роль их в строении рельефа бокситоносных районов юго-запада Сибирской платформы.	19
Варламов И.П., Власова Р.Д., Найденова Н.Е., Путилин А.Ф. Геоморфология и новейшая тектоника Канско-Тасеевской впадины и ее обрамления.	33
Файнер Ю.Б. Особенности развития рельефа западной окраины Сибирской платформы в плейстоцене.	41
Адаменко О.М., Адаменко Р.С. Метод изодеф и голоценовая тектоника Степного Алтая.	45

Часть II

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ

Худяков Г.И. Общие принципы выделения комплексов горных пород, конформных и коррелятных морфоструктур.	56
Вдовин В.В., Куропаткин Ю.В., Шигрев А.Ф. Антропогенные дизъюнктивные нарушения в Кузбассе.	65
Глазырина Н.С., Топорков В.Я. О четвертичной тектонике восточных районов Северного и Среднего Урала.	68
Зятькова Л.К. Роль разломов в формировании современных морфоструктур Тувы	72
Тырышкин А.В. Роль тектонических нарушений в формировании новейшего и современного рельефа на примере некоторых районов Северо-Востока СССР.	78
Кулаков А.П. Колебания уровня океана и четвертичная тектоника побережий Охотского и Японского морей.	84
Короткий А.М. Геоморфологические условия формирования осадков в зоне Южного Приморья.	95
Денисов Е.П. Есть ли на восточном склоне Сихотэ-Алиня поверхности базисного денудационного выравнивания.	106
Казанский Б.А. К анализу продольных профилей рек с позиций вариационных принципов физики (на примере рек Приамурья и Приморья).	114
Никонова Р.И. К истории развития рельефа Сахалина в кайнозое	119
Захаров В.К., Сарычева Р.А., Семакин В.П., Якушко Г.Г. О соотношении новейших и современных тектонических движений на юго-западном побережье Сахалина.	131
Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Эрлих Э.Н. Закономерности формирования вулканического рельефа (на примере Камчатки).	136

Часть III

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Дучков А.Д. Оценка параметров неотектонических движений по аномалиям теплового поля горных пород.	153
---	-----

Каратаев Г.И. Выявление современных скоростей вертикальных движений земной коры из повторного нивелирования с помощью оптимального фильтра Винера	162
Колмогоров В.Г. Результаты трехлетних наблюдений за современными вертикальными движениями земной поверхности на Байкальском геодинамическом полигоне.	169
Колмогоров В.Г. О связи современных движений земной поверхности и вариаций силы тяжести.	173
Есиков Н.П., Храненко В.Н. Некоторые методические вопросы изучения современных горизонтальных движений земной коры.	178
Проводников Л.Я., Пучкова Д.В., Шеплев В.С. К вопросу о методике разделения сложного магнитного поля (на примере западной части Сибирской платформы).	183
Проводников Л.Я., Пучкова Д.В., Шеплев В.С. К интерпретации магнитных аномалий способом касательных.	195

УДК 551.4 (235.222)

Идеи Ю.А. Мешерякова в структурной геоморфологии Сибири. Л.К. Зяткова. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассмотрены основные идеи Ю.А. Мешерякова в структурной геоморфологии и их развитие в исследованиях Сибири и Дальнего Востока. Библ. 82 назв.

УДК 551.4 (235.222)

Результаты изучения корреляционных связей современного рельефа и рельефа некоторых структурных горизонтов Западно-Сибирской равнины. И.П. Варламов, Э.Л. Якименко. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

На основании морфологических построений дается объяснение связей соотношения форм современного рельефа с геологической структурой. Библ. 9 назв., илл. 3.

УДК 551.4 (235.222)

История развития неотектонических структур и роль их в строении рельефа бокситоносных районов юго-запада Сибирской платформы. С.А. Лаухин. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Юго-западная часть Сибирской платформы испытывала в течение новейшего тектонического этапа непрерывное воздымание. Это обусловило развитие здесь преимущественно обнаженных структур и высокую степень препарирования древних структур, что существенно усложняет выделение новейших структур геоморфологическими методами. Выделяются четыре типа структур и создавших их восходящих, полностью или частично унаследованных неотектонических движений: обширное эпейрогеническое поднятие юго-западного крыла Тунгусской синеклизы и поднятия Енисейского кряжа, которые развиваются унаследованно от мезозоя и поныне (с повышенной интенсивностью в своей западной части); субмеридиональные структуры, развивавшиеся с олигоцена и поныне, с наибольшей активностью в неоген-четвертичное время; субширотные структуры, формировавшиеся с миоцена до середины плиоцена; локальные структуры олигоцен-миоценового и четвертичного возраста. Неотектонические движения разных структур накладываются одно на другое и усложняют одно другое, но преобладают при этом движения более крупных и более долго развивавшихся структур. Рельефообразующий эффект тектонических движений в узлах их наложения усиливался в разной степени, мог и ослабляться при разнонаправленных движениях. Характер развития новейших структур был основной причиной, определившей особенности строения рельефа и характер осадконакопления в позднем кайнозое. Библ. 12 назв., рис. 4.

УДК 551.4 + 551.248.2 (571.51-13)

Геоморфология и новейшая тектоника Канско-Тасеевской впадины и ее обрамления. И.П. Варламов, Р.Д. Власов, Н.Е. Найденова, А.Ф. Путилин. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассмотрены геоморфологические особенности исследуемого региона, выявлено широкое распространение линейных тектонических нарушений. Библ. 10 назв., рис. 1.

УДК. 551.4 (235.222)

Особенности развития рельефа западной окраины Сибирской платформы в плейстоцене. Ю.Б. Файнер В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

В результате структурно-геоморфологических исследований на междуречье Подкаменной и Нижней Тунгуски рассматривается проблема сохранности кор выветривания и бокситовых залежей. Библ. 13 назв.

УДК 551.4 (235.222) (235.223)

Метод изодеф и голоценовая тектоника Степного Алтая. О.М. Адаменко, Р.С. Адаменко. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

При составлении поэтапных неотектонических карт предальтайской части Западно-Сибирской равнины (на основании изучения продольных профилей рек) выяснили, что даже в течение сравнительно короткой голоценовой эпохи созданные в плейстоцене морфоструктуры Предальтайской равнины продолжали свое развитие. Библ. 11 назв., рис. 1.

УДК 551.4. (235.222 + 551.24.001.57)

Общие принципы выделения комплексов горных пород, конформных и коррелятивных морфоструктур. Г.И. Худяков. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

При описании истории развития рельефа рассмотрены в стратиграфической последовательности корреляционные рельефу отложения. Библ. 18 назв.

УДК 551.4 (235.222) (235.223)

Антропогенные дизъюнктивные нарушения в Кузбассе. В.В. Вдовин, Ю.В. Куропаткин, А.Ф. Шигрев. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Описаны дизъюнктивные нарушения антропогенного возраста в Кузбассе, выявленные при изучении в Багатском, Колмогорском, Краснобродском, Мусохрановском карьерах. Библ. 5 назв., рис. 2.

УДК 551.4 (235.222)

О четвертичной тектонике Северного и Среднего Урала. Н.С. Глазырина, В.Я. Топорков. В сб.: "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассмотрено влияние тектонических движений на формирование современного рельефа, рыхлых отложений и размещение полезных ископаемых. Библ. 10 назв., рис. 1.

УДК 551.4 (235.222) + (235.223)

Роль разломов в формировании современных морфоструктур Тувы. Л.К. Зяткова. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Выявлено, что направление глубинных разломов предопределило формирование современного морфоструктурного плана Тувы. Уделено внимание торцовому типу морфоструктур. Библ. 14 назв., рис. 2.

УДК 551.4 (235.222 + 551.79 + 551.324 (571.66)

Роль тектонических нарушений в формировании новейшего и современного рельефа на примере некоторых районов Северо-Востока СССР. А.В. Тырышкин. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассматриваются вопросы выявления элементов новейших и современных тектонических структур, их ориентировка и степень влияния на формирование рельефа в неоген-четвертичное время. Библ. 5 назв., рис. 1.

УДК 551.4 (- 925:17)

Колебания уровня океана и четвертичная тектоника побережий Охотского и Японского морей. А.П. Кулаков. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассмотрены существенные черты геоморфологического строения прибрежной зоны континента. Проведенные автором в течение ряда лет исследования позволили сделать заключение об отсутствии высоких морских террас на побережье материка. Библ. 68 назв., рис. 3.

УДК 551.4 (- 925:17)

Геоморфологические условия формирования осадков в зоне Южного Приморья. А.М. Короткий. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Дается оценка и значение структурно-геоморфологических исследований, связанных с изучением условий формирования осадков в Южном Приморье. Библ. 25 назв., рис. 2.

УДК 551.4 (- 925:17)

Есть ли на восточном склоне Сихотэ-Алиня поверхности базисного денудационного выравнивания? Е.П. Денисов. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Комплексные геолого-геоморфологические исследования на восточном склоне Сихотэ-Алиня позволили автору высказать соображения о том, что здесь в конце мела - кайно-

зое фактически не происходило денудационного базисного выравнивания горного рельефа. Относительно ровные формы рельефа, иногда с корами выветривания, по происхождению являются изначально ровными (после выхода их из-под уровня моря). Процесс корообразования здесь был практически непрерывным. Подобное же происхождение могут иметь аналогичные по морфологии формы и в других горных странах. Библ. 16 назв., рис. 3.

УДК 551.45

К анализу продольных профилей рек с позиций вариационных принципов физики. Б.А. Казанский. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

На примере рек Приамурья и Приморья предложены различные функциональные зависимости для математической характеристики выработанных продольных профилей рек. Работа посвящена разработке количественной физико-математической теории экзогенных процессов для теоретического обоснования уравнений выработанного продольного профиля рек. Библ. 16 назв., рис. 1.

УДК 551.4 (- 925:17 + 551.79 + 551.324)

К истории развития рельефа Сахалина в кайнозое. Р.И. Никонова. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Автор доказывает, что современные горные системы Сахалина являются не возрожденными, возникшими в результате деформации регионального уровня денудационного выравнивания, а эпигеосинклинальными, развившимися путем постепенного разрастания горного рельефа. Библ. 34 назв.

УДК 551.24:551.79 (64)

О соотношении новейших и современных тектонических движений на юго-западном побережье Сахалина. В.К. Захаров, Р.А. Сарычева, В.П. Семакин, Г.Г. Якушко. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

По материалам повторного высокоточного нивелирования шести реперов государственной сети 2-го класса и анализа среднегодовых значений уровня моря в Холмске и Невельске выявлен характер современных вертикальных тектонических движений на западном побережье Сахалина и проведено сопоставление их с новейшими движениями. Библ. 9 назв., рис. 2.

УДК 551.79 + 551.324 (571.66)

Закономерности формирования вулканического рельефа. О.А. Брайцева, И.В. Мелекесцев, Э.Н. Эрлих. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Подчеркивается, что районы молодого вулканизма являются наиболее благоприятными для структурно-геоморфологических исследований, так как внешние морфологические эффекты геологической структуры имеют здесь яркое выражение. Вулканогенная аккумуляция и вулканотектонические движения определили облик современного рельефа молодых вулканических районов. Библ. 11 назв., рис. 3.

УДК 550.361

Оценка параметров неотектонических движений по аномалиям теплового поля горных пород. А.Д. Дучков. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Вертикальное перемещение массивов горных пород в результате неотектонических движений вызывает нарушение теплового поля в приповерхностном слое пород. В статье обсуждается возможность использования подобных нарушений для оценки скорости или длительности неотектонических движений. Для облегчения расчетов предлагается таблица отношений равновесного и нарушенного геотермических градиентов. Она может быть использована также при интерпретации геотермических исследований в активизированных регионах. Разбираются практические примеры использования методики. Библ. 16 назв., рис. 1, табл. 2.

УДК 550.361

Выявление современных скоростей вертикальных движений земной коры из повторного нивелирования с помощью оптимального фильтра. Винара, Г.И. Каратаев. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Приводится пример применения математического аппарата к задачам выявления современных вертикальных движений земной поверхности из повторного нивелирования. Библ. 8 назв., рис. 2.

УДК 551.247.

Результаты трехлетних наблюдений за современными вертикальными движениями земной поверхности на Байкальском геодинамическом полигоне. В.Г. Колмогоров. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

В статье описываются результаты трехкратного нивелирования Селенгинской линии Байкальского геодинамического полигона. Для оценки равнозначности результатов повторных измерений, для оценки разностей превышений, влияния различных внешних факторов применены методы математической статистики. Выявленные геодезическими методами скорости опускания реперов не противоречат геологическим данным; подтверждается, что на фоне общего поднятия Байкальского свода происходит локальное опускание Усть-Селенгинской впадины. Библ. 7 назв., рис. 1, табл. 1.

УДК 528.21

О связи современных движений земной поверхности и вариаций силы тяжести. В.Г. Колмогоров. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке" М., "Наука", 1975.

Выведены формулы зависимости скорости вариаций силы тяжести от скоростей современных вертикальных движений. Эти формулы описывают скорости деформаций как физической поверхности Земли, так и поверхности квазигеоида, а также подтверждают ранее высказанные выводы о том, что различия в морфологии квазигеоида характеризуют разные тектонические структуры. Библ. 5 назв., рис. 1, табл. 1.

УДК 551.241

Некоторые методические вопросы изучения современных горизонтальных движений земной коры. Н.П. Есиков, В.Н. Храненко. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

Рассматриваются возможности определения современных горизонтальных движений блоков земной коры с помощью перенаблюдения государственных астрономо-геодезических сетей. Показывается, что при современном состоянии изученности горизонтальных движений и точности геодезических методов измерений в основу определения движений крыльев разлома необходимо положить специальные построения, позволяющие производить их частные перенаблюдения. Рассмотрены методика определения перемещений створно-полярным способом и измерения сторон отдельного треугольника. Показано, что при длине линий 3 км ошибки определения перемещений будут составлять 5–6 мм, а это позволяет за короткий период между повторными наблюдениями выявить картину горизонтальных движений по разлому. Библ. 18 назв., рис. 1.

УДК 551.24 + 551.243

К вопросу о методике разделения сложного магнитного поля (на примере западной части Сибирской платформы). Л.Я. Проводников, Д.В. Пучкова, В.С. Шеплев. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

В статье критически рассмотрены способы разделения сложных магнитных полей и определения глубин залегания возмущающих масс с использованием ЭВМ, примененные Г.Ф. Кузнецовым при изучении строения фундамента западной части Сибирской платформы, и методические приемы Г.Г. Ремпеля, примененные им при снятии влияния траппов Тунгусской синеклизы. Сделан вывод: названные способы и методические приемы непригодны для решения геологических задач. Показана ошибочность геологических выводов.

В статье обращено внимание на необходимость более глубокого использования геоморфолого-геологических материалов при объемном анализе геофизических полей. Библ. 22 назв., рис. 7.

УДК 551.243

К интерпретации магнитных аномалий способом касательных. Л.Я. Проводников, Д.В. Пучкова, В.С. Шеплев. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке". М., "Наука", 1975.

В статье приведены данные анализа возможностей применения способа касательных, точности расчетов и результатов его применения. Библ. 9 назв., рис. 2.