

29. Хотинский Н.А., Фоломеев Б.А., Александровский А.Л., Гуман М.А. Куликово поле: природа и история последних 6 тыс. лет // Природа. 1985. № 12. С. 30–38.
30. Starkel L. The evolution of fluvial systems in the Upper Vistulian and Holocene in the territory of Poland // Poland Landform Analysis. 1997. V. 1. P. 7–18.
31. Starkel L. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas // Quaternary Sci. Rev. 2003. V. 22. P. 2189–2198.
32. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 200 с.
33. Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Баслеров С.В. и др. Основные этапы истории речных долин центра Русской равнины в позднем валдае и голоцене: результаты исследований в среднем течении р. Сейм // Геоморфология. 2001. № 2. С. 19–34.

Поступила в редакцию 31.10.2013

INTERACTION OF ALLUVIAL AND SOIL FORMATION PROCESSES AT DIFFERENT STAGES OF THE FLOOD PLAINS DEVELOPMENT DURING THE HOLOCENE (THE RIVERS OF THE CENTRAL PART OF THE EAST EUROPEAN PLAIN AS AN EXAMPLE)

A.L. ALEXANDROVSKY, M.P. GLASKO

Summary

The paper generalises the data of the alluvium accumulation and soil formation rates in the flood plains of the plain rivers. The method of assessment is based on facies analysis of flood plain deposits containing series of buried soils. The Middle Oka, the Moscow, the Upper Don, and the Nepryadva rivers were investigated. The correlation of paleogeographic events with the conditions of soil formation and human activity in the Holocene were revealed, the stages of soil formation were discovered. We established that at the rate of accumulation more then 0.25 cm/y the soil formation doesn't change the alluvium, at the rate of 0.1-0.25 cm/y the alluvium have traces of the soil, at the rate of 0.03-0.1 cm/y the cumulative sod-layered soils appear, and at the rate of 0.01-0.03 cm/y the well-developed sod and meadow soils are forming.

УДК 551.4.035(235.3+235.4)

© 2014 г. А.А. ГАВРИЛОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ (ст. 2. ГОРНЫЕ ХРЕБТЫ)

*Тихоокеанский Океанологический ин-т им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток;
gavrilov@poi.dvo.ru*

В пределах рассматриваемой территории традиционно выделялись следующие генетические и морфогенетические типы хребтов (точнее, структур, их образующих, – А.Г.): горсты, антиклинали, брахиформные поднятия, вулканические формы [1], горст-антиклинальные – с проявлениями гранитного диапиризма, вулкано-плутонны, вулканические аккумулятивные поднятия, складчатые и складчато-блоковые поднятия, горсты [2], симметричные и наклонные горсты, своды и полусводы, симметричные, асимметричные и ступенчатые глыбовые поднятия, вулканические массивы [3]. Геологические границы горных хребтов соотносились, как правило, с зонами разломов.

Морфологические ограничения связаны либо с долинами крупных рек, либо с бортами или осевыми линиями межгорных впадин, представляющими собой относительно молодые (средне- и позднекайнозойские) наложенные или унаследовано-наложенные образования. Возникновение этих форм связано с инверсией тектонического режима, началом доминирования в пределах региона процессов рифтогенной деструкции, обусловивших разделение позднемезозойских орогенных сводов на ряд более мелких поднятий.

Во многих работах, посвященных геоморфологии горных областей (труды В.М. Дэвиса, К.К. Маркова, С.С. Шульца, С.С. Коржуева, Н.А. Флоренсова, Г.И. Худякова, Г.Ф. Уфимцева и мн. др.), понятие “горный хребет” является базовым. Традиционно он определяется как линейная возвышенность с хорошо выраженной единой осью поднятия (водораздела), вдоль которой расположены максимальные высоты. В связи со значительными параметрами хребтов (принцип размерности) считается, что эти горные сооружения априори имеют эндогенную природу и представляют собой элементы морфоструктурного плана. По мнению автора, на начальном этапе исследований хребты целесообразно рассматривать как структурные формы рельефа, или геоморфологические структуры [4], а их принадлежность к классу морфоструктур надо обосновывать. Вряд ли корректно априори (не проводя детально изучения конформных и коррелятных комплексов) оценивать их и как неотектонические формы.

На территории юга ДВ традиционно выделяются два основных морфологических типа хребтов [3, 5]. К первому относятся узкие мобильные системы поднятий с соотношением длины L и ширины B ($L/B > 4$), представляющие относительно прямолинейные в плане поднятия (Янкан-Джагдынская, Сихотэ-Алинская системы). Их структурно-вещественную основу образуют мощные и протяженные трещинные тела интрузивных пород, тектонические, магматические горсты, сопряженные с зонами региональных разломов, или ряды сводовых и тектоно-магматических поднятий. Второй тип соотносится с массивными горными сооружениями с соотношениями $L/B < 4$, развитие которых связано с крупными сводово-блоковыми поднятиями ($R > 130$ км) и их линейными системами, имеющими относительно небольшую протяженность.

Участки сочленения хребтов одного или разных порядков, а также виргации крупного хребта на более мелкие отроги образуют водораздельные узлы. С ними связаны обособленные поднятия – орографические центры, к которым приурочены истоки рек и граничные точки водосборных бассейнов. Любой горный хребет представляет собой цепь водораздельных узлов разного строения и ранга. В плоскостной проекции его можно рассматривать как генеральную линию с центрами роста ответвлений – отрогов. Оси хребтов соответствуют зонам максимальной потенциальной гравитационной энергии, а их водораздельные узлы – орографическим и энергетическим центрам, образуя в целом ячеистый каркас водосборных бассейнов. Такая схема пространственной организации орографических элементов горных поясов подобна схеме взаимоотношений между разломом (энергетическим каналом) и сопряженными с ним магматическими центрами, полностью укладываясь в систему представлений о взаимодействии канального и объемного механизмов реализации процессов энерго-массопереноса в геологической и геоморфологической средах [6]. Именно водораздельные узлы, как наиболее устойчивые к процессам эрозии участки тектонических дислокаций земной коры, лежащих в основе горообразования, содержат информацию об истории развития и факторах формирования горных сооружений региона.

В соответствии с развиваемыми автором представлениями предлагается следующая схема иерархических и пространственных соотношений изометричных и линейных систем поднятий региона: Восточно-Азиатский мегасвод (морфоструктура 1 порядка); слагающие его ряды сводово-блоковых поднятий – горные, или орогенные пояса (морфоструктуры 2 порядка); отдельные своды – элементы строения поясов (морфоструктуры 3 порядка); образующие их ряды тектоно-магматических поднятий, интрузивных куполов, палеовулканов, соотносимые с региональными горными

хребтами (морфоструктуры 4 порядка); отдельные тектоно-магматические поднятия, группы палеовулканических форм – элементы строения региональных хребтов (морфоструктуры 5 порядка); ряды интрузивно-купольных, вулcano-плутонических и вулканических купольных форм, соотносимые с локальными хребтами (морфоструктуры 6 порядка); основные элементы их строения – локальные интрузивные или вулcano-плутонические купола, страто- или щитовые палеовулканы (морфоструктуры 7 порядка) и т.д.

Вулканическим плато, а также нагорьям отвечают системы вулканических форм (например, щитовых базальтовых вулканов или андезитовых палеостратовулканов), образующих не линейные, а относительно изометричные массивные поднятия. К мегасводам, сводово-блоковым, тектоно-магматическим поднятиям и различным генетическим типам купольных морфоструктур приурочены водораздельные узлы соответствующего ранга, показанные на топографических и геоморфологических картах радиальным, концентрическим или комбинированным (радиально-концентрическим) рисунком водораздельных линий и гидросети.

На фоне многообразия существующих представлений о происхождении горных хребтов данные о степени автономности их развития при возникновении орогенных поясов (соотношение категорий “части и целого”, “единичного и общего”) могут служить дополнительным критерием сравнительной оценки предлагаемых моделей регионального орогенеза. Исходя из глубинной природы процессов регионального тектогенеза, первично формирование крупных сводов и тектоно-магматических поднятий, а горные хребты являются их производными элементами, возникающими как в ходе гравитационной или тектонической деструкции при инверсии тектонического режима (образование наложенных впадин, грабенов и др.), так и за счет эрозионно-денудационных процессов. При этом должны соблюдаться центробежная пространственная организация хребтов и тенденции их омоложения с уменьшением денудационного среза от замковых частей свода к его периферии. Необходимо также принимать во внимание длительность формирования и степень унаследованности развития орогенных сводов, явление геологической и морфологической асимметрии их диаметральных блоков, особенности внутреннего строения, влияние трансрегиональных глубинных разломов и наложенных элементов морфоструктурного плана.

Для коллизионных и коллизионно-аккреционных моделей ситуация обратная: горообразование связано с короблением верхних частей литосферы при одностороннем сжатии и боковом давлении и начинается с роста хребтов, приближенных к компрессионному фронту (термин М.Л. Коппа) или индентору. Формирующаяся суперпозиция коллизионных структур (складки нагнетания, горсты, взбросы и др.) обеспечивает постепенное расширение валообразной области поднятий орогенных поясов с уменьшением возраста хребтов по направлению от компрессионного фронта в деформационную тень (термин В.В. Белоусова). При двустороннем сжатии и короблении верхних частей литосферы омоложение хребтов (в соответствии с теоретическими моделями [7, 8 и др.]) должно происходить от компрессионных фронтов и инденторов на периферии сжимаемых блоков к центральным частям орогенных систем. Важными структурными компонентами горообразующих процессов в этом случае служат пликативные, дизъюнктивные дислокации, в частности, системы синколлизионных разломов, роль которых в региональных моделях орогенеза не всегда учитывается или учитывается односторонне, отдавая приоритет, например, сдвигам и сопутствующим деформациям [9].

Анализ гипсометрических характеристик, общих особенностей строения и размещения горных поясов юга ДВ и прилегающих территорий показывает, что их пространственная организация подчиняется внутренней структуре Восточно-Азиатского надплумового мегасвода (региональный фактор) и, одновременно, согласуется с планетарной циркумтихоокеанской системой трансрегиональных линеаментов. Никаких следов масштабных перемещений пластин и геоблоков, фронтов коробления литосфе-

ры в геоморфологическом строении и развитии орогенных поясов региона не выражено. Основу их строения образуют закономерно организованные цепи сводовых и тектоно-магматических поднятий. Горообразующие процессы и орогенный магматизм в пределах главных элементов внешнего (Восточно-Забайкальский, Становой и Сихотэ-Алинский орогенные пояса) и внутреннего (Большехинганский и Корейско-Охотский орогены) концентров этой гигантской кольцевой постройки осуществлялись почти синхронно. Сводово-блоковые поднятия Восточного Забайкалья формировались в течение поздней юры – раннего мела [10, 11 и др.]. В этот же период времени орогенный гранитоидный магматизм проявился и в западной части Станового пояса, постепенно мигрируя в восточном направлении. Об этом говорит присутствие в его восточном сегменте не только ранне- (валанжин-готерив), но и позднемеловых (турон-сенон) массивов гранитоидов. Как в Восточном Забайкалье, так и в зоне сочленения Алдано-Охотского щита и Монголо-Охотского пояса широко распространены очаговые гранитоидные системы, играющие определяющую роль в становлении горных сооружений этих территорий [12]. В частности, для Восточного Забайкалья, характеризующегося огромными масштабами гранитоидного магматизма в палеозое и мезозое, отмечается, что длительное развитие гранитно-сводовых поднятий – главное направление эволюции горных областей региона. Последовательные изменения гранитоидных очаговых систем начинаются с формирования гнейсовых куполов, трансформирующихся далее в мигматитовые, потом – в гранитогнейсовые, а на заключительном этапе в гранитные, которые становятся центрами масштабного анатексиса и палингенеза. Тектоническую основу горных хребтов территории образуют слившиеся цепочки гранитных купольных структур [10].

Показательно, что в удаленном от Восточного Забайкалья на 2000 км Сихотэ-Алинском поясе становление первых магматических сводов также началось в раннем мелу (готерив-альб) [13], сопровождаясь внедрением крупных масс гранитоидов хунгарийского и татитбинского комплексов. В последующем наращивание сводов связано с внедрением крупных масс позднемеловых орогенных гранитов и формированием вулканоплутонических комплексов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (сеноман-маастрихт, палеоцен).

Период активного развития Большехинганского горного пояса, входящего во внутренний концентр Восточно-Азиатского мегасвода, близок ко времени активизации орогенных процессов в Восточном Забайкалье (поздняя юра – ранний мел). Воздымание другого морфоструктурного элемента внутреннего концентратора – Корейско-Охотской горной системы – происходило с перерывами в те же диапазоны проявлений процессов регионального орогенеза и среднего, и кислого по составу магматизма. Например, позднеюрско-раннемеловое время характеризуется формированием в Баджалской вулканоплутонической зоне андезит-гранодиоритовой ассоциации пород. А второй этап развития (альб-кампан, 110–80 млн. лет) связан с андезитовым и масштабным риолит-гранитным магматизмом [14, 15 и др.]. Существующие частичные различия в хронологии формирования магматических комплексов определяют общую геологическую и металлогеническую асимметрию западного и восточного диаметральных блоков мегасвода относительно Джугджуро-Неньцзянской системы региональных глубинных разломов, но не подвергают сомнению общую глубинную природу орогенных процессов. Принципиально важно, что мезозойский орогенный гранитоидный магматизм развивался вслед за палеозойским во многом унаследованно, сохраняя основные радиально-концентрические элементы инфраструктуры Восточно-Азиатского надплумового мегасвода [16, 17].

В то же время двойственная эндогенно-экзогенная природа процессов морфогенеза обуславливает определенную независимость возникновения форм горного рельефа региона от процессов формирования геологических тел, структур и проявления тектонических движений, в частности за счет гидрологического и климатического факторов. В связи с огромной активностью агентов атмосферы, гидросферы и биосферы,

весь рельеф суши Земли – морфоскульптурен. Особенно широко и интенсивно явления экзогенного морфогенеза проявлены в пределах горных стран, которые обладают максимальным запасом потенциальной энергии. Полученные данные свидетельствуют о том, что многие хребты региона, возникшие при эрозионном расчленении позднемезозойских сводов, кайнозойских вулканических плато и других магматогенных поднятий представляют собой эндогенно-экзогенные образования. Об этом говорит уже тот факт, что морфологические и тектонические границы хребтов связаны, как правило, с долинами горных рек – зонами кумуляции экзогенной энергии и литодинамических потоков.

Рассмотрим конкретные примеры. В соответствии с результатами проведенных морфоструктурных исследований [6], ряд крупных хребтов Среднего Приамурья (Баджальский, Джаки-Унахта-Якбыяна, Даяны, Эткиль-Янканский, северные отроги Буринского и Урмийского) представляют собой элементы Баджальского сводового поднятия ($R = 125$ км). В основе его выделения, помимо геоморфологических данных, лежат материалы о размещении ареалов эффузивных и интрузивных пород позднемелового возраста, образованных при проявлении регионального орогенного гранитоидного магматизма [18]. По мнению автора, эти процессы обусловили консолидацию палеозойского Буринского срединного массива и позднемелового Баджальского свода, что привело к созданию единой системы горных сооружений со сложными соотношениями новообразованных и активизированных элементов морфоструктурного плана. При этом отмечается прямая корреляция максимальных высот рельефа и участков высокой концентрации позднемезозойских магматических образований кислого и среднего составов.

В частности, структурную основу хребта Джаки-Унахта-Якбыяна, расположенного в ЮВ сегменте Баджальского свода (рис. 1), образует узкий и протяженный массив гранитоидов, маркирующий магмоподводящий канал в зоне Курского разлома. Длина хребта превышает 100 км при максимальной ширине 10–15 км ($L/B = 10$). Северная граница хребта сопряжена с узкой и прямолинейной долиной р. Кур, так же заложенной в зоне одноименного разлома и разделяющей хребты Баджальский и Джаки-Унахта-Якбыяна. Поперечными разрывными нарушениями массив и, соответственно, горный хребет разбиты на блоки, но высотный уровень поверхности водораздела варьирует незначительно, относительно плавно понижаясь в СВ направлении (от 1750 до 1560 м). Отдельные, резко выделяющиеся вершины здесь немногочисленны. Помимо водотоков, ориентированных перпендикулярно по отношению к хребту, развиты и продольные, которые сопряжены с дизъюнктивами, опережающими главную зону разрывных дислокаций. Общая орографическая схема поднятия имеет древовидный рисунок: от главного водораздела через примерно равные промежутки отходят отдельные отроги и гряды, разделенные речными долинами, длина которых на СЗ крутом склоне редко достигает 10 км, а на более пологих склонах ЮВ экспозиции составляет 20–30 км. Подобные особенности морфологии можно рассматривать как асимметрию хребта, замыкающего с севера Среднеамурскую межгорную впадину. Орографическим продолжением рассматриваемого горного сооружения к ЮЗ является Куканский хребет. Разрыв между ними занимает долина р. Кур, которая на участке прорыва этой горной системы изменяет направление течения с СВ на ЮВ и далее – на меридиональное. Максимальная величина ее вреза в районе разделения хребтов приближается к 1500 м. Очевидно, что “пропиливание” рекой этих горных сооружений возможно только в том случае, если их формирование и развитие региональной системы речного стока происходило синхронно.

В работе Г.Ф. Уфимцева [3] хребет Джаки-Унахта-Якбыяна, несмотря на высокий коэффициент линейности, рассматривается как свод с центральным магматическим горстом. При этом предполагается, что выделяемые на поперечных профилях (рис. 2) положительные формы меньшего порядка высотой до 300–400 м представляют собой тектонические уступы. По мнению автора, это – останцовые хребты низкого порядка

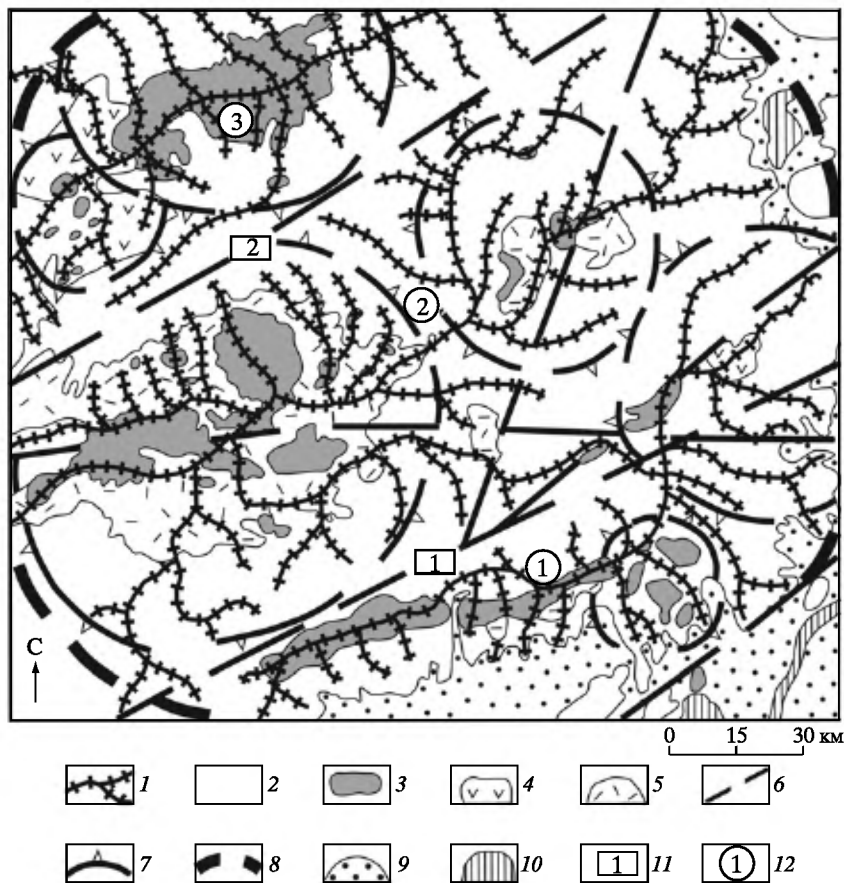


Рис. 1. Горные хребты и спутные вулканоплутонические и интрузивно-купольные морфоструктуры Баджалского сводового поднятия

1 – линии водоразделов хребтов разного порядка; 2 – нерасчлененные осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя и мезозоя; магматиты позднемелового возраста: 3 – гранитоиды, 4 – толщи эффузивов андезитового состава, 5 – толщи эффузивов риолитового состава; 6 – региональные разломы; геолого-геоморфологические границы очаговых морфоструктур разного ранга: 7 – интрузивных и вулканоплутонических куполов, 8 – Баджалского свода; 9 – чехол рыхлых отложений межгорных впадин; 10 – акватории; 11 – региональные разломы (1 – Курский, 2 – Амгуньский); 12 – хребты (1 – Джаки-Унахта-Якбыяна, 2 – Баджалский, 3 – восточный сегмент Бурейнского)

(гряды, увалы), которые сформированы за счет эрозионно-денудационного расчленения магматического горста, представляющего собой элемент Баджалского свода. Влияние на морфологию хребта уровня эрозионного вреза долины р. Кур и ее притоков хорошо заметно при сравнении профилей в истоках (рис. 2А) и ее нижнем течении (рис. 2В – ЮЗ сегмент хребта). Профиль “А” соответствует Мяочанскому тектономагматическому поднятию (водораздельный узел рек Кур, Эльбан и др.), а последующие трансформации очертаний и увеличение уровня относительных высот хребта связаны с эрозионно-денудационными процессами, протекающими в долинах р. Кур и ее левых притоков.

Хребты второго типа ($L/B \leq 4$) – это цепи очаговых морфоструктур, которым соответствуют крупные водораздельные узлы, как это можно проиллюстрировать на примере Баджалского хребта (рис. 1). Это среднегорное сооружение протягивается в СВ направлении на расстояние более чем 200 км, образуя вместе с отрогами водо-

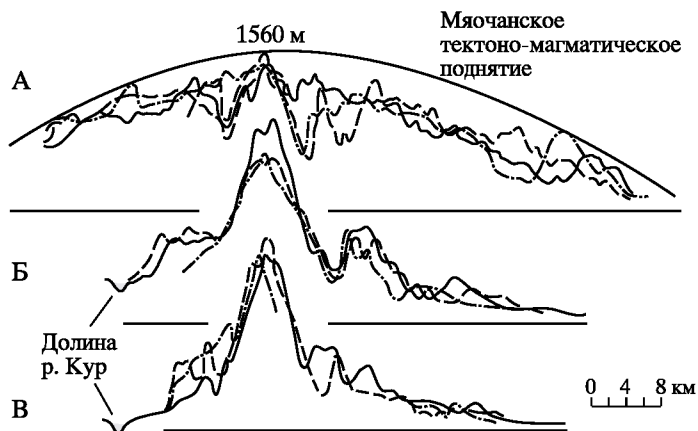


Рис. 2. Совмещенные поперечные профили хребта Джаки-Унахта-Якбыяна [3] с дополнениями и в интерпретации автора

разделы рек Амгунь, Кур, Горин и их притоков. Максимальные высоты хребта варьируют в диапазоне 1500–2200 м. Для гольцовой зоны типичны острые скальные гребни с отдельными выступающими вершинами, в истоках рек расположены цирки, кары, карлинги, представляющие собой, вероятно, следы средне-, позднеплейстоценовых и раннеголоценового оледенений. На крутых склонах широко развиты курумы. Среди макросклонов хребтов разных порядков доминируют прямые и выпуклые формы. Долины крупных горных рек здесь глубокие и широко разработанные, что во многом определяется длительностью их существования и тектонической предопределенностью. Отмечается общая высокая вертикальная и горизонтальная расчлененность рельефа междуречий. Все это подчеркивает важнейшую роль флювиальных, гляциальных и гравитационных факторов в формировании морфоскульптурного облика горных сооружений разного порядка. В то же время сочленение склонов хребтов с прилегающими грабен-долинами рек Амгунь и Кур и долинами других, более низкопорядковых водотоков – контрастное, контролируется зонами разломов.

Основные черты геологического строения и развития Баджальского хребта связаны с формированием двухчленного ряда тектоно-магматических поднятий центрального типа, сложенных массивами позднемеловых гранитоидов и толщами комагматических эффузивов кислого состава [6, 18]. Наиболее крупному Урми-Горинскому поднятию ($R = 55$ км), расположенному в западном сегменте хребта, соответствует водораздельный узел, образованный сочленением хребтов Урмийского, Баджальского и Даяны. Общий рисунок гидросети (рр. Урми, Ярап, Герби, Баджал, Горин и др.) в его пределах – радиальный. В восточном сегменте хребта выделяется Амгунь-Горинское поднятие ($R = 50$ км), в центре которого возвышается г. Крыша Вандана (абс. выс. 1550 м). Для него характерно сложное сочетание радиального и концентрического рисунков орографических элементов.

Максимальная глубина вреза долины р. Амгунь, которая рассекает Баджальский свод, достигает значений 1500 м. При высотах хребтов от 1600 до 2200 м в среднем течении отметки рельефа в истоках реки не превышают 1100–1200 м, что указывает на менее активный характер воздымания восточной части позднепалеозойского Буреинского поднятия. Река Аякит (в истоках Амгуни) начинается в ядерной части единого Баджало-Буреинского сводового поднятия, где экспонированы блоки архейских пород кристаллического фундамента и где на поверхность выходят допалеозойские и палеозойские гранитоиды [18]. Эти данные подтверждают древний возраст водосборного бассейна р. Амгунь и длительность существования морфоструктурного перегиба в направлении на СВ, обусловленного существованием в палеозое Буреинского срединно-

го массива. Современную геоморфологическую ситуацию можно объяснить лишь на основе представлений о сопряженности процессов поднятия позднемезозойского Баджальского свода и эрозионной деятельности рек Амгунь, Кур, Горин и их притоков, которые обусловили границы, морфологию рассматриваемых хребтов, их отрогов и наблюдаемую вертикальную и горизонтальную расчлененность рельефа территории.

Как свидетельствуют ранее проведенные исследования [1], формирование водосборных бассейнов и речных систем региона – процесс исторически длительный и непрерывный. На мезойско-кайнозойском этапе развития речная сеть наследовала основные направления стока, обусловленные существованием Буреинской и Ханкайской палеосуш и других древних областей поднятия и денудации [19]. При отступании раннемелового моря палеореки, обладающие крупными водосборами и значительными водными массами, пересекали и эродировали возникающие после инверсии тектонического режима своды и зачатки будущих горных хребтов по мере их роста. Структурная основа речной сети – региональная система разломов и связанная с ней тектоническая трещиноватость, поэтому ориентировка главных хребтов отражает как направление течения наиболее крупных водных артерий, так и простирающиеся пересекающих Баджальский свод Амгуньской и Курской зон разрывных дислокаций.

Сходные черты строения горных хребтов отмечаются и в пределах Пильдо-Лимурийского свода, пересекаемого в Нижнем Приамурье долиной р. Амгунь. Простирание, параметры и морфология хребта Пуэр (максимальные высоты до 970 м), представляющего ответвление более крупного хребта Чаятын, обусловлены вытянутым в широтном направлении массивом гранитоидов, сопряженным с зоной Пуэр-Бичинского регионального разлома (рис. 3). С этих позиций Пуэрское поднятие можно рассматривать как относительно узкий магматический горст. В то же время наличие в пределах хребта, помимо гранитоидов, комагматичных им эффузивов и общая конфигурация поднятия свидетельствуют о том, что горст является центральной частью эродированной вулcano-плутонической купольной морфоструктуры центрального типа (МЦТ). Это позволяет связывать эндогенный этап образования хребта как с эволюцией очаговой системы, так и с возникновением трещинного интрузивного тела, расположенного в зоне магмоконтролирующего разлома, превышающего МЦТ. Тот факт, что долина р. Амур прорезает восточные отроги хребта Пуэр (Пуэрский, или Чаятынский пережим), свидетельствует о существовании Палеоамура до начала воздымания (поздний альб) Пильдо-Лимурийского свода.

Строение и развитие хребта Чаятын, расположенного западнее, обусловлено существованием двухчленного ряда очаговых морфоструктур СВ простираения, состоящего из вулcano-плутонического (Эвурское) и плутонического (Бичи-Амгуньского) куполообразных поднятий. При более детальных исследованиях установлено, что Эвурская МЦТ ($R = 45$ км) разделяется диаметральным секущим разломом (Эвур-Имская зона дислокаций) и долинами рек Эвур и Им на два блока. В ЮВ блоке выделяется сателлитная купольная морфоструктура ($R = 22$ км), соотносимая с крупным водораздельным узлом, к которому приурочены истоки рек Им, Эвур, Харпин и Алдыс. В СЗ блоке Эвурского поднятия выявлены две вулcano-плутонических купольных морфоструктуры, образующие тектонический каркас Омельдинского хребта. В связи с эрозионной деятельностью рек Эвур и Им и особенностями внутреннего строения Эвурское поднятие послужило основой формирования как Чаятынского, так и Омельдинского хребтов. Аналогичные по своей природе ряды очаговых морфоструктур образуют хребты Кивун, Мевачан и др. в Нижнем Приамурье.

На топографических картах рисунок водораздельной линии хребта Чаятын полностью повторяет изгибы долины р. Бичи. Максимальные величины ее вреза в среднем течении составляют 900 м. Основные морфологические особенности Омельдинского хребта полностью зависят от эрозионной деятельности рек Амгунь, Им, Эвур и их притоков. Перепад высот между днищем долины р. Эвур и наиболее приподнятыми сегментами хребта (1300 м) достигает 1000 м. Корреляция плановых рисунков гидро-

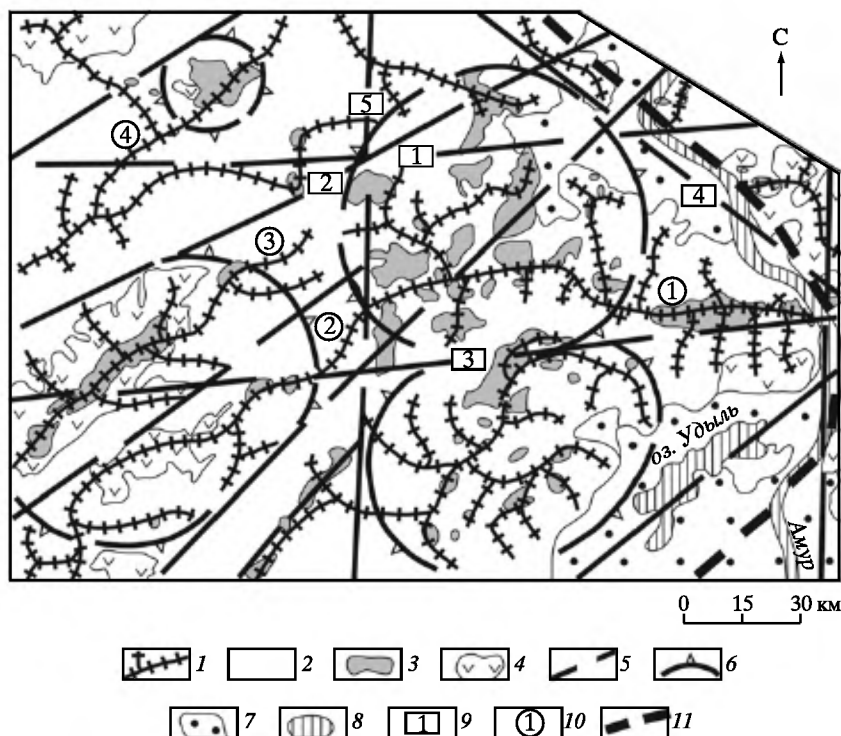


Рис. 3. Горные хребты и спутные очаговые морфоструктуры восточной части Пильдо-Лимурийского свода

Усл. обозначения 1–4 см. рис. 1; 5 – региональные разломы; 6 – геолого-геоморфологические границы интрузивных и вулканоплутонических куполов; 7 – чехол рыхлых отложений межгорных впадин; 8 – акватории; 9 – региональные разломы (1 – Акчинский, 2 – Амгунский, 3 – Пуэр-Бичинский (ответвление Южно-Тукурингского), 4 – Удыльско-Тугурский, 5 – Лимурчанский (Нижнеамурский)); 10 – хребты (1 – Пуэр, 2 – Чаятын, 3 – Омельдинский, 4 – Кивун); 11 – восточная граница Пильдо-Лимурийского свода

сети и водораздельных линий, параметры эрозионного вреза долин рек, отделяющих одни горные сооружения от других, убедительно свидетельствуют о важнейшей роли экзогенных факторов морфогенеза в формировании таких крупных форм рельефа региона, как горные хребты, которые традиционно рассматриваются как морфоструктуры или неотектонические формы. Например, в относительно недавно опубликованной работе [20] Чаятынский, Омельдинский и другие хребты Нижнего Приамурья, несмотря на линейную конфигурацию, рассматриваются как неотектонические сводовые поднятия.

Показательно, что процессы эффузивного и интрузивного кислого магматизма проявились в пределах Ульбанской, Эвурской, Нижнеамурской зон на западе и востоке Пильдо-Лимурийского свода почти синхронно, при более раннем развитии и концентрации гранитоидных интрузивно-купольных морфоструктур в его центральной части, что подтверждает типичный для сводов центробежный характер процессов горообразования. О таких особенностях его эволюции свидетельствует и сохранность на периферии значительных ареалов эффузивов, в то время как в более денудированном ядре отчетливо доминируют интрузивные образования.

Двойственную, эндогенно-экзогенную природу имеют и другие горные хребты региона. На представленных в работах Г.Ф. Уфимцева [3] и Г.И. Худякова [19] многочисленных поперечных профилях через Сихотэ-Алинь и Хингано-Охотскую систему поднятий хорошо заметна решающая роль речных долин в образовании и обособлении

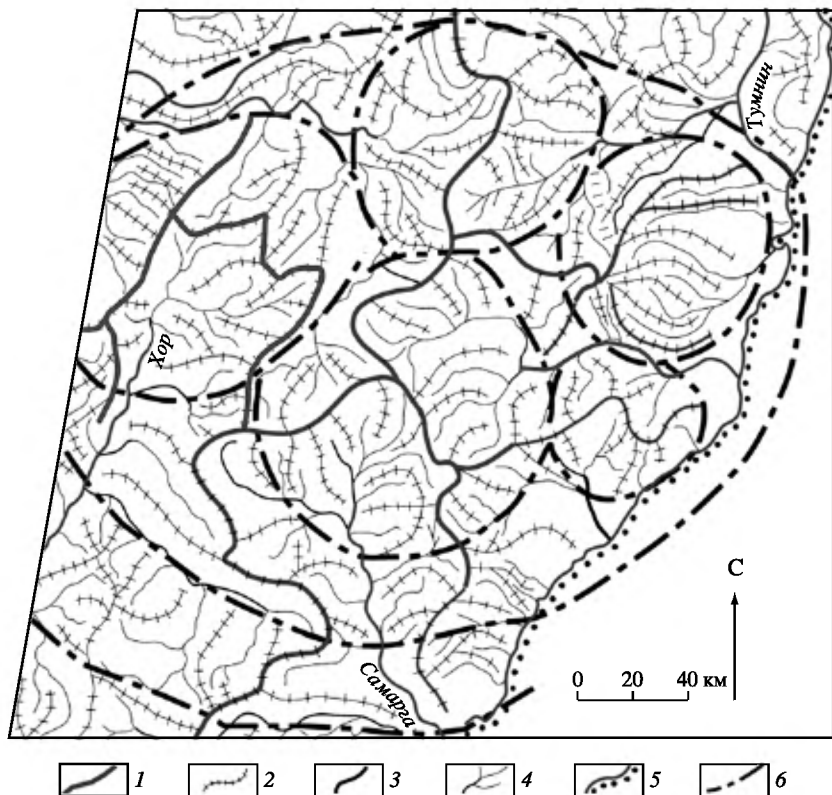


Рис. 4. Горные хребты и контуры спутничных МЦТ Верхне-Ануйского сводового поднятия
 Линии водоразделов: 1 – главных, 2 – второстепенных; реки разных порядков: 3 – высокого, 4 – низкого; 5 – береговая линия; 6 – контуры сводового и спутничных тектоно-магматических поднятий центрального типа

хребтов, представляющих собой отдельные, отпрепарированные за счет эрозии и денудации остаточные элементы магматических сводов и тектоно-магматических поднятий. По данным автора, в пределах Верхнеануйского сводового поднятия (рис. 4) сети водотоков и водоразделов полностью конформны друг другу. Пространственные соотношения водосборных бассейнов наиболее крупных рек восточных (Тумнин, Хуту, Коппи, Самарга и др.) и западных (Ануй, Хор и др.) склонов Сихотэ-Алиня определяют общую конфигурацию главного водораздела. Локальные системы хребтов и их отрогов в пределах водосборных бассейнов рек соответствующих порядков представляют собой продукт денудационно-эрозионного расчленения более мелких очаговых и блоковых морфоструктур. В частности, спутничные тектоно-магматические поднятия свода контролируют положение основных водораздельных узлов, формируя специфический радиально-концентрический рисунок оро- и гидрографических элементов. Высоты горных хребтов и врезы речных долин на периферии и в центральной части сводового поднятия существенно различаются, но коррелируют между собой. Максимальные значения (1400–1500 м) вертикальной расчлененности отмечаются в ядре свода в районе гг. Тардоки-Янги (2090 м), Яко (169 м), Снежной (1606 м).

Особенности локализации тел гранитоидов в пределах купольных морфоструктур во многом определяются величиной денудационного среза и морфологией интрузивов, среди которых встречаются крутонаклонные плоские, лакколито-, штоко-, веретенообразные или другие по форме тела. При этом вне зависимости от морфологии интрузивных тел в рельефе формируются гомологичные и конвергентные купольные

формы, геометрия которых описывается на основе формулы симметрии конуса. Именно такая форма обеспечивает максимальную устойчивость к эрозионно-денудационным и гравитационным процессам нивелирования рельефа как отдельных поднятий, так и горных хребтов, что обусловлено центробежной ориентировкой векторов силы тяжести (относительно ядерных частей поднятий), стремящихся формировать на поверхности Земли эквипотенциальные слоистые структуры и связанные с ними равнинные формы рельефа.

Удивительный феномен консервативности и длительной устойчивости относительно небольшого хребта является собой история развития гряды островов Южного Приморья (архипелаги императрицы Евгении и Римского-Корсакова) в заливе Петра Великого [21]. Эта система поднятий была образована более 250 млн л. н. и сохранила до настоящего времени свою морфологию и структурно-вещественную основу, несмотря на инверсии тектонического режима и неоднократную смену условий морфогенеза. Она относится к южным отрогам Сихотэ-Алиня и в настоящее время выражена в рельефе отпрепарированных реликтами гранитных и вулcano-плутонических куполов позднепермского возраста, которые были погребены под толщей триасовых отложений и активизированы в позднем мелу. Обособление этого хребта на неотектоническом этапе связано с заложением грабенов Амурского и Уссурийского заливов, что позволяет рассматривать его как остаточный горст. Однако в основе длительного и унаследованного развития островных форм (верхних частей подводной гряды) лежит более сложный комплекс факторов: повышенная мощность гранитно-метаморфического слоя, “корней” под позднепалеозойским магматическим орогеном; его активизация в позднем мелу, повышенная устойчивость гранитных куполов к процессам рифтогенной деструкции и базификации в позднем кайнозое; селективная абразия и денудация, которые обеспечили сохранность окварцованных, ороговикованных пород экзоконтактов гранитоидных массивов; существование каркасной сети глубинных разломов; превалирование вертикальных тектонических движений.

В свете полученных данных роль магматизма в горообразовании территории юга ДВ определяется двумя группами факторов. С одной стороны, с ним связаны процессы формирования инъективных дислокаций, перекомпенсированное накопление эффузивного материала и образование вулканогенных форм, протрузивные, интрузивные эффекты внедряющей магмы; вулканогенное нивелирование палеорельефа и другие явления эндогенного морфогенеза. С другой – магматизм и сопутствующие процессы контактового метаморфизма обуславливают изменения литоморфных свойств пород, их повышенную устойчивость к процессам выветривания и денудации, а также защищенность от эрозии и денудации погребенных под покровами эффузивов древних форм рельефа и многие другие особенности экзогенного рельефообразования. По мере снижения эндогенной активности недр именно литоморфные аспекты устойчивости форм начинают проявляться в рельефе горных областей региона все более контрастно.

Из проведенных исследований и построений следует, что наблюдаемые в настоящее время хребты рассматриваемой территории возникли в результате постепенной эндогенной и экзогенной дезинтеграции крупных магматических сводов и тектономагматических поднятий, возникших во время главного регионального этапа орогенеза (мел – палеоцен). Деструктивное влияние эндогенных факторов на заключительном этапе развития орогенных поясов в среднем–позднем кайнозое связано с инверсией тектонического режима и возникновением в эоцене рифтогенных межгорных впадин (Тугурская, Нимеленская, грабен Татарского пролива, Чля-Орельская и др.), развитие которых сопровождалось появлением центров базальтоидного вулканизма. Ряд впадин (Среднеамурская, Удыль-Кизинская и др.) развивались, видимо, унаследовано [2]. В миоцене деструктивные процессы еще более усилились. В результате трансформаций морфоструктурного плана межгорные впадины стали играть роль границ горных поясов и отдельных крупных сводово-блоковых поднятий, а речные долины определи-

ли контуры и морфологию горных хребтов в пределах сводов. Дополнительным свидетельством важной роли эрозионных процессов в формировании горных хребтов могут служить речные перестройки и перехваты в вершинном поясе Сихотэ-Алиня и в других горных системах региона [1, 22, 23 и др.]. Эти трансформации водосборных бассейнов и, соответственно, конфигураций водоразделов-хребтов были обусловлены изменениями базисов эрозии в ходе формирования межгорных впадин и котловин окраинных морей во второй половине кайнозоя.

Характерными типами рельефа районов позднекайнозойского этапа базальтоидного вулканизма в регионе являются плато и нагорья. В пределах плато доминируют широкие уплощенные водоразделы, склоны водоразделов круты и обрывисты, долины водотоков глубоко врезаны, разделяя хребты соответствующего порядка. Нагорья отличаются наличием, помимо столовых гор, многочисленных купольных форм – реликтов вулканических построек, а также более сложной морфологией водоразделов и долин.

Принимая во внимание результаты палеогеоморфологических реконструкций и данные о начале накопления коррелятных терригенных комплексов в межгорных впадинах [19, 24, 25 и др.], можно заключить, что эрозионно-денудационное расчленение Пильдо-Лимурийского и других сводовых поднятий северной части Сихотэ-Алиня продолжается (с разной степенью интенсивности) с позднего альба, т. е. не менее 90 млн лет. И это без учета поправок на сезонное затухание эрозии и денудации в зимнее время и в периоды позднекайнозойского горного оледенения [22, 23]. Экспонирование интрузивов гранитоидов на вершинах хребтов соответствует минимальному денудационному срезу в 1.5–2 км. Если суммировать эти значения с величинами врезов речных долин, то общая мощность денудированного слоя за этот период приближается к 3000–3500 м. Получаемая при этом средняя скорость денудации составляет около 0.03 мм/год, что согласуется с известными геологическими данными [26].

Преимущественно грубообломочный терригенный состав плиоцен-голоценовых коррелятных отложений межгорных впадин [22–24, 27 и др.], глубокие врезы и V-образная морфология речных долин вершинного пояса Сихотэ-Алиня и других горных систем юга ДВ указывают на то, что унаследованное воздымание орогенов продолжалось и на неотектоническом (N13–Q) этапе их развития, после завершения процессов орогенного магматизма (работы Г.С. Ганешина, Ю.Ф. Чемякова, А.М. Короткого, Г.Ф. Уфимцева, Ф.С. Онухова и др.). Но, по мнению автора [21], масштабы этих поднятий относительно невелики и укладываются в диапазон первых сотен метров. Мощности и состав коррелятных отложений, соответствующих неотектоническому этапу и аккумулярованных в межгорных впадинах, лишь незначительно отличаются от нижележащих толщ [24, 27]. Даже в пределах геодинамически и сейсмически активного Сахалина амплитуда воздымания западной его части за эоплейстоцен (1.62–1.64 млн л.) на основе изучения морских террас оценивается в 120–150 м, а опускание восточно-сахалинского шельфа по данным бурения составляет 150–200 м [28]. Трудно предполагать, что менее геодинамически активные, слабосейсмичные Корейско-Охотское и Сихотэ-Алинское горные сооружения испытывали в плиоцене–голоцене большие по амплитудам поднятия. Тем не менее дифференцированность и контрастность позднекайнозойских тектонических движений, изменивших распределение базисов эрозии, несомненно, повлияли на масштабы наблюдаемой вертикальной и горизонтальной расчлененности горного рельефа региона.

Выводы

Подводя итоги, можно заключить, что горные хребты территории юга ДВ представляют собой продукт длительного эрозионно-денудационного расчленения и частичной эндогенной трансформации позднемезозойских и позднемезозойско–раннекайнозойских сводово-блоковых и тектоно-магматических поднятий при инверсиях тектонического режима в среднем и позднем кайнозое. Общий возраст горных соору-

жений (с момента зарождения) необходимо оценивать с учетом иерархии объектов и длительности этапов их конструктивного и деструктивного развития. В то же время морфологический возраст положительных форм рельефа горных областей зависит от времени заложения ограничивающих их межгорных впадин, эволюции речной сети в кайнозой, интенсивности и продолжительности последнего этапа тектоно-магматической активности. Время формирования сегмента горного хребта на участке проявления позднекайнозойского вулканизма или речного перехвата в вершинном поясе Сихотэ-Алиня может быть плиоценовым или даже плейстоценовым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Худяков Г.И., Денисов Е.П., Короткий А.М. и др. Юг Дальнего Востока // История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1972. 423 с.
2. Лишневский Э.Н., Шевченко В.К. Опыт выделения и классификации морфоструктур по особенностям строения земной коры (на примере мезозойда Дальнего Востока) // Геоморфология. 1974. № 2. С. 45–56.
3. Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 183 с.
4. Флоренсов Н.А. Рельеф и неотектоника // Избранные труды. М.: Наука, 1989. 272 с.
5. Чемяков Ю.Ф., Кривицкий Л.Б. Физико-географическое описание и экономическая характеристика // Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. М.: Недра, 1966. С. 15–37.
6. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Ч. II. Владивосток: Дальнаука, 1993. 141–326 с.
7. Белоусов В.В. Основы структурной геологии М.: Недра, 1985. 207 с.
8. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Науч. мир, 1997. 314 с.
9. Уткин В.П. Горст аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Ст. 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 44–72.
10. Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 120 с.
11. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. и др. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
12. Юшманов В.В. Тектоно-магматические концентрические комплексы. М.: Наука, 1985. 232 с.
13. Томсон И.Н., Кравцов В.С., Кочнева Н.Т. и др. Металлогения орогенов. М.: Недра, 1992. 272 с.
14. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В., Гурович В.Г. Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 35–54.
15. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
16. Гаврилов А.А. Кольцевые структуры и плюмовая тектоника (Юг Дальнего Востока и прилегающая территория Китая) // Тектоника, магматизм и геодинамика Востока Азии / Мат-лы Всерос. конф. VII Косыгинские чтения. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2011. С. 25–28.
17. Гаврилов А.А. Происхождение горных сооружений юга Дальнего Востока России (ст. 1. Орогенные пояса) // Геоморфология. 2014. № 3. С. 3–17.
18. Геологическая карта Дальнего Востока СССР и прилегающих акваторий. М-б 1:1500000. ТОИ ДВО РАН. 1986. 10 л.
19. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 256 с.
20. Уфимцев Г.Ф., Алексеев С.Н., Онухов Ф.С. Морфотектоника Нижнего Приамурья // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 6. С. 81–93.
21. Гаврилов А.А. Проблема возраста рельефа: локальные (острова Южного Приморья) и региональные (юг Дальнего Востока) аспекты (ст. 2. Вопросы практики) // Геоморфология. 2011. № 4. С. 72–80.
22. Короткий А.М. Анализ коррелятных отложений и реконструкции рельефа горных стран. М.: Наука, 1985. 190 с.

23. *Короткий А.М.* Эволюция рельефа Сихотэ-Алиня в кайнозое // Геоморфология. 2011. № 3. С. 7–19.
24. *Варнавский В.Г.* Геодинамика кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов активных континентальных окраин. М.: Наука, 1994. 206 с.
25. Тектоника, глубинное строение металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов / Объяснительная записка к тектонической карте. М-б 1:1500000. Владивосток–Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2005. 263 с.
26. *Ван-Ван-Е А.П.* Эродированность эндогенных месторождений в зонах тектоно-магматической активизации Дальнего Востока // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 3. С. 97–104.
27. *Варнавский В.Г.* Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 144 с.
28. *Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А.* Морские террасы и четвертичная история Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 229 с.

Поступила в редакцию 25.12.2012

THE ORIGIN OF THE SOUTH PART OF RUSSIAN FAR EAST MOUNTAINS (PAPER 2. MOUNTAIN RIDGES)

A.A. GAVRILOV

Summary

Mountain ridges of the region represent a result of the continuous erosion-denudation dissection of Late Mesozoic and Late Mesozoic-Early Cenozoic arch-block and tectono-magmatic uplifts and their partial transformation by tectonic inversions (Eocene, Miocene) and N-Q tectonic activation. From this point of view it is necessary to estimate the total age of mountain (from moment of the origin) considering the object hierarchy and the duration of their constructive and destructive development phases. The morphological age of ridges depends on the time of the intermountain rift basins formation, which limits the ridges and on the river network evolution.