

УДК 551.4

ОСОБЕННОСТИ МОРФОСТРАТИГРАФИИ И МОРФОТЕКТОНИКИ ГОР ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ПАТАГОНИИ (ЮЖНАЯ АМЕРИКА)

В.В. Бутвиловский¹, А.Й. Рихтер²

¹Лейбниц-Институт полимерных исследований, Дрезден (Германия), E-mail: wladimirbutwilowski@gmail.com

²Национальный университет Ла-Платы, Ла-Плата (Аргентина), E-mail: troschkin@hotmail.com

Региональное геоморфологическое картирование, проведенное по особой методике, показало, что макро- и мезорельеф гор юга Западной Сибири был создан в доальпийское (домеловое) время. Наибольшие относительные тектонические поднятия свойственны каледонской и герцинской эпохам (палеозою): более 2500-3000 м. Меньшие превышения были созданы в раннемезозойскую эпоху (500-800 м) и сравнительно незначительные – в альпийскую (100-450 м). В Патагонии горный рельеф Анд имеет иной возраст и историю. Рельеф мезозойского возраста обусловлен тектоническими поднятиями более 1500-2000 м и сохранился лишь на блоках древних пород. Наиболее интенсивным было альпийское рельефообразование (3000-5000 м), сопровождаемое мощным кайнозойским вулканизмом (сооружения до 5000-7000 м) и интрузивным магматизмом. Существенное влияние на мезорельеф Анд оказали литология горных пород, различная для западной и восточной их частей, а также плейстоценовые оледенения, нагрузка-разгрузка которых усиливала изостатические поднятия и погружения блоков.

Ключевые слова: мезорельеф, морфотектоника, склоновые пояса, геоморфологическое картирование, горы юга Западной Сибири, Анды, Патагония.

DOI: 10.24411/2410-1192-2019-15402

Дата поступления 20.08.2019

В традиционном представлении макро- и мезорельеф этих регионов состоит из эрозионно-денудационных низкогорий и среднегорий (450-2300 м), обрамленных предгорными плоскими и холмисто-увалистыми равнинами (60-250 м), а также из высоко поднятых экзарационно-денудационных высокогорий (1700-6500 м), разделенных разновысотными межгорными котловинами (400-4200 м). Считается, что он обусловлен неоднородным блоковым строением земной коры и ее тектоническими движениями. Однако представления о морфоструктуре регионов и их тектони-

ческих движениях весьма противоречивы [1-12], причиной этого являются различные методологические подходы к решению проблемы. Строго говоря, научных геоморфологических подходов не было. В лучшем случае использовались данные о геологическом строении территорий, анализ производных виртуальных базисных и вершинных поверхностей разного порядка, прослеживание субгоризонтальных поверхностей, которым необоснованно придавался статус исходного древнего пенеплена или фрагментов разновозрастных педиментов.

Структура рельефа (морфоструктура) есть объективная реальность, следовательно, правильной ее картиной и интерпретацией, что касается формы, денудационной трансформации, амплитуд и возрастной последовательности тектонических движений, может быть только одна, однозначно воспроизводимая всеми исследователями. Ошибки при выявлении морфоструктуры ведут к неправильным интерпретациям. Структура рельефа и история его развития может быть объективно познана лишь с помощью геоморфологических методов, точно выявляющих элементы и однородные совокупности рельефа, их пространственно-временные и парагенетические свойства. Как и в геологии, главным методом изучения рельефа обязано быть картирование территории, основанное на формально строгой теории и методологии, на законах образования и развития элементов рельефа и на принципах выявления пространственно-временной (морфостратиграфической) последовательности этих элементов [13-14].

Теоретический базис и методология исследования рельефа изложены в работах [14-17]. Следствиями выявленных геоморфологических законов и принципов является то, что получена наконец-то формально строгая основа для выявления диагностических признаков различных элементов и комплексов рельефа, которые становятся фундаментом их точного морфологического, морфогенетического и морфохронологического анализа и синтеза. Теории морфогенеза и морфостратиграфии, основывающиеся на этих законах и принципах, позволяют точно устанавливать генезис, динамику образования и развития, а также геоморфологический возраст склонов и их расположение в пространственно-временной последовательности рельефообразования. Становится возможным правильно картировать разновозрастные деструктивные склоновые пояса и седиментационные морфокомплексы, выявлять пространственно-временную

структуру рельефа, ее тектоническую и денудационную деформацию, историю развития рельефа, увязывать всю эту информацию с полезными ископаемыми и современными геологическими процессами и делать обоснованные виртуальные реконструкции прошлых и будущих состояний рельефа. Пользуясь такой методологией, можно уверенно наращивать точные геолого-геоморфологические знания и по-настоящему доказывать или опровергать геоморфологические выводы и суждения.

Соответственно уточненной теории геоморфологии, исходным хронологическим и генетическим элементом рельефа является склон (геофакетта) [14, 17], посредством которого ведется анализ рельефа. С помощью топографической основы и данных полевых геолого-геоморфологических исследований определяются формы, размеры, типы границ и, в итоге, генезис склонов через их геометрические соотношения с текстурами и типами горных пород. Имеется лишь два их типа: денудационно-деструктивные и седиментационно-конструктивные, которые необходимо обособить и анализировать уже независимо друг от друга. На основе принципов Докучаева, Стенона и Вернера синхронные склоны объединяются в склоновые комплексы – отдельно в денудационно-деструктивном (ДР) и отдельно – в седиментационном рельефе (СР). Этот синтез позволяет выделить местные морфостратиграфические (склоновые пояса, ярусы) и морфогенетические (седиментационные морфокомплексы, формации) подразделения. Для классификации общих и местных морфостратиграфических подразделений был использован подход, принятый в геологии [17]. Объединение элементов рельефа в денудационные склоновые пояса (ярусы, уровни) и в седиментационные морфокомплексы (формации, фации, генетические типы) позволяет достаточно объективно выявлять морфоструктуру и морфостратиграфию ре-

льефа, а также его дизъюнктивно-пликативные деформации (морфотектонику). Метод установления деформаций заключается в прослеживании ярусов или толщ по латерали и в определении величины и формы отклонения их границ (шовных линий) от субгоризонтального положения, а также смещения их частей относительно друг друга.

Эти теоретические разработки реализовывались на практике разномасштабного геоморфологического картирования Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Салаира и Предалтайской равнины. Они были положены в основу прогнозной оценки этих территорий на россыпи и успешно применены в поисково-оценочных работах. Теоретические и прикладные результаты «альтернативной» геоморфологии изложены в нескольких геологических отчетах [18-19], которые по высшей категории качества были оценены заказчиками и рецензентами, т.е. теми, кто или финансировал эти работы, или использовал их результаты. Как пример можно привести выступление ведущего геолога Западно-Сибирской поисково-съёмочной экспедиции В.А. Бутенко, который сказал: *«Наконец-то я понял геоморфологию и ее огромные возможности в геологии!»*

Тем не менее, в силу непонятных для нас причин «альтернативная геоморфология» уже на протяжении 25 лет остается вне поля зрения академической геоморфологической науки (и это не только в России, но и на Западе). В советское время наши публикации были бы наверняка замечены и уж, по меньшей мере, хотя бы раскритикованы. В «новые» времена – полное замалчивание. Неужели нынешние ученые-геоморфологи не читают научную литературу или им не интересны предложения по решению извечных геоморфологических проблем? Возможно, многих геоморфологов вполне устраивает ситуация, когда их учения не имеют твердой формальной основы и не опираются на

установленные и доказанные геоморфологические законы и верифицированные геоморфологические методы. Иначе говоря, устраивает ситуация, когда их учения не являются научными, но дающими простор для наукоподобной деятельности, приносящей вполне реальные материальные «дивиденды». Впрочем, от настоящей научной деятельности можно получать гораздо большие материальные и духовные «дивиденды»...

Так в чем же тогда проблема?! Скорее всего, она является субъективной, кадровой. Известно, что «кадры решают все». И они продолжают «пилить сук» геоморфологии столетней давности, на котором сидят. Эта геоморфология издыхает медленно но верно, будучи изначально неплодоносной. И никакие цифровые технологии ей не помогут, а лишь приумножат хаос. О ее неспособности давно и честно говорили геологи, резюмируя свое *«скептическое отношение к геоморфологии и ее возможностям в решении геологических и других задач»* [20, с. 69]. Но геоморфологи не меняют положение дел и не воспринимают иные предложения, способные придать науке новые силы и возможности. В итоге на российских просторах на месте прежних 20-30 геоморфологических специализаций еще теплится жизнь одной-двух столичных кафедр под названием «геоморфология», но не более того. Практически все проекты, в которых упоминается слово «рельеф» и «четвертичные отложения», проходят сейчас по тематике геоэкологии, археологии, ландшафтоведения, охраны окружающей среды, но особенно активно в областях нынешней климатологии. Собственно комплексные региональные геоморфологические исследования почти нигде не ведутся. На Западе ситуация ничуть не лучше, скорее – хуже. Последние региональные работы по геоморфологическому картированию (GMK-25) были свернуты, к примеру, в Германии лет сорок назад,

благодаря неэффективности ведущих геоморфологических школ [21]. Про другие страны можно и не говорить – традиционная геоморфология повсюду оказалась неспособной выдавать ликвидную прикладную продукцию, а платить за малопродуктивные цветастые картографические изображения как на Западе, так и на Востоке желающих нет и быть не может.

Еще в начале 1980-х гг. в СССР под давлением многих опытных геоморфологов, недовольных состоянием дел, разразилась дискуссия о кризисе в геоморфологии [17]. Анализируя сложившуюся ситуацию, ведущий геоморфолог страны Д.А. Тимофеев признавал, что в геоморфологии есть нечеткость, запутанность терминологии, что у выделяемых объектов нет определяемых границ, а многие из них сходны и плохо различимы, что около 10 тыс. зачастую неясно определенных терминов запутывают и перегружают исследователя и т.д. *«Геоморфология до сих пор не имеет своего Линнея, может быть он никогда и не родится. Отсутствие строгой геоморфологической систематики и классификации – это и беда, и радость науки о рельефе»* [22, с. 32]. Почему беда – вроде бы понятно, но в чем же заключается радость?.. В итоге Д.А. Тимофеев «успокоил» оппонентов выводом, «что кризиса в геоморфологии нет. Наука о рельефе продолжает развивать свою теорию, активно внедряется в практику... Совершенствуются методы исследований, появляются новые направления и ветви геоморфологии, ее фундамент прочен, она остается наукой объяснительной, и ее старые теории отнюдь не устарели» [22, с. 41]. Замечательно! Только один вопрос тревожит – почему же продукты этой науки не пользуются должным спросом? А могли бы! В свое время К.К. Марков совершенно правильно сказал: *«Все дороги географии сходятся в геоморфологии»* [23, с. 23]. И это касается не только географии.

О научных и прикладных возможностях геоморфологии нужно не только говорить – их необходимо реализовывать. И один в поле не воин. Поддержка и востребованность имеются, но исходят они пока не от геоморфологов. Вот и в данном случае новой методикой заинтересовались специалисты по планетарной и прикладной геодезии из университетов Дрезден и Буэнос-Айрес, которые попросили проанализировать рельеф Патагонии, понимая, что именно на этом базисе правильнее определять амплитуды и скорости относительно недавних и древних геоидных ундуляций и тектонических деформаций, а также оценивать направленность идущих и предстоящих. Предлагаемая нами статья представляет пока лишь генерализованную картину морфоструктуры и морфотектоники юга Южной Америки, которую мы (с целью заинтересовать российских геоморфологов) даем в сравнении с морфоструктурой и морфотектоникой гор юга Западной Сибири, выявленных по такой же методике.

Итак, большинство исследователей считает, что горы юга Западной Сибири созданы тектоникой и денудацией на месте мел-палеогенового пенеплена в олигоцен-плейстоцене [1-3, 6, 8]. Утверждается, что вертикальные тектонические перемещения блоков земной коры имели амплитуды до 1000-2000 м в пределах низкогорно-среднегорного рельефа и до 2000-4000 м – в высокогорье, причем наибольшая их интенсивность и величины были свойственны эоплейстоцен-плиоцену [1-2]. Однако картирование территории по новой методике показало, что рельеф горной страны имеет гораздо более длительную и сложную историю, резко отличающуюся от общепринятой. Горы Юга Западной Сибири представляют собой сложное ступенчатое, разбитое на блоки возвышение, оформленное извилисто опоясывающими его крутыми уступами (врезами) и пологими покатами (педиментами) (рис. 1). Надстраивающие

друг друга денудационные ступени имеют строгую возрастную последовательность: выше расположенные всегда древнее ниже расположенных. Каждому склоновому поясу свойственен свой геоморфологический возраст, который может быть сопоставлен с геологической хронологической шкалой.

В пределах Горного Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау и прилегающих к ним предгорных равнин нами выделено и прослежено 10 региональных разновозрастных склоновых поясов (6 крутосклонных поясов врезания и 4 пологосклонных поясов выполаживания –

педиментов, каждый из которых получил собственное название) (табл.). Относительная высота каждого пояса и наклон составляющих его склонов свидетельствуют о величине вертикальных тектонических движений и длительности денудационной трансформации склонов в ходе их образования. Склоновые пояса прослеживаются на сотни км, опоясывая горные хребты и оформляя горные плато. Высота их границ (шовных линий) по латерали меняется, отражая тектонические деформации, происшедшие после образования того или иного пояса.

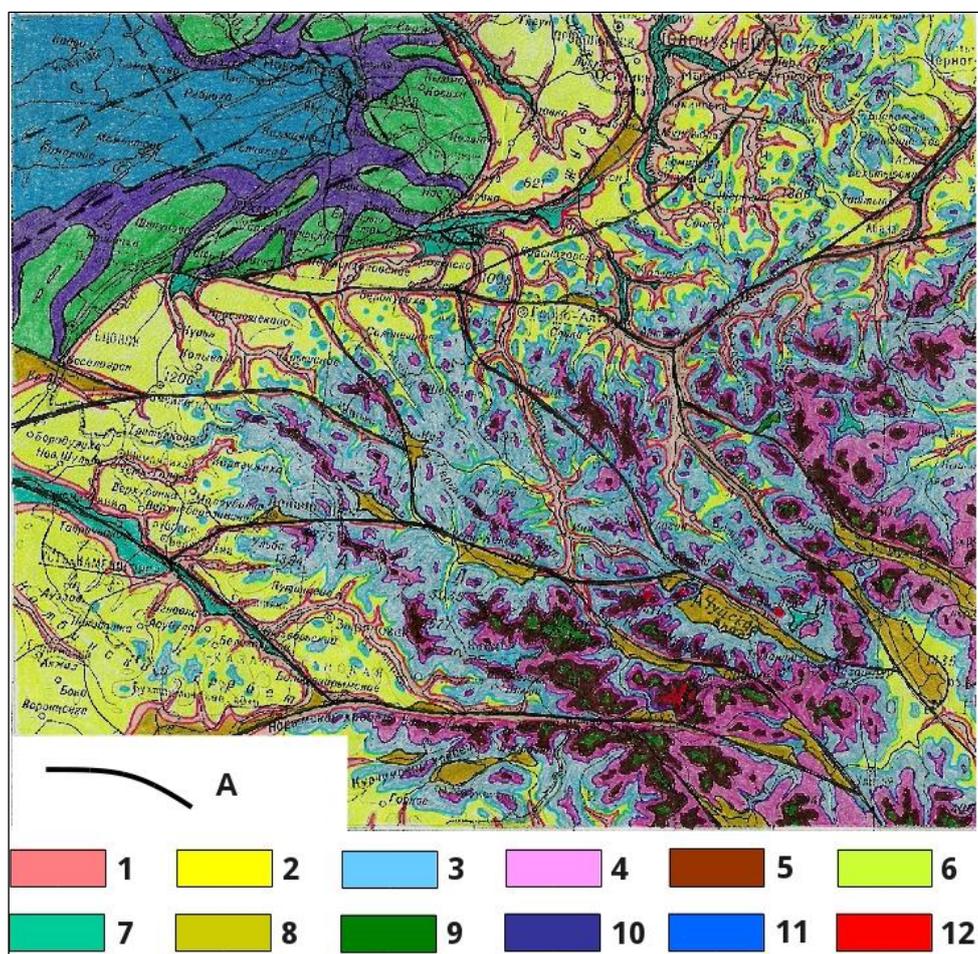


Рис. 1. Морфоструктура и морфотектура Горного Алтая.

Денудационные склоновые пояса: 1 – салаирский (поздний эоцен – ранний миоцен); 2 – ненинский (мел – эоцен); 3 – синюхинский (юра); 4 – ануйский (поздняя пермь – триас); 5 – катунский (карбон – ранняя пермь); 6 – аккемский и белухинский (силур-девон и ордовик). Седиментационные равнины и котловины: 7 – эоплейстоценовые долинные; 8 – палеоген-неогеновые межгорные; 9 – мел-палеогеновые предгорные; 10 – допалеогеновые палеодолины; 11 – позднемеловые и эоценовые морские акватории; 12 – постпалеозойские вулканические сооружения. А – рельефообразующие тектонические нарушения.

Исходя из структуры денудационно-деструктивного рельефа (ДР), построена региональная шкала геоморфологического времени. Корреляция геоморфологического возраста склоновых поясов с геохронологической шкалой делалась по соотношению склонов ДР с самыми молодыми расчленяемыми ими стратифицированными горными породами и с самыми древними накрывающими их седиментами, эффузивами и корами выветривания, а также с седиментационными комплексами крупных прилегающих впадин: Зайсанской, Кулундинской, Неня-Чумышской и Кузнецким бассейном. Сочленения денудационно-деструктивного рельефа с этими впадинами были приняты как опорные участки, на которых производилась геолого-геоморфологическая корреляция и от которых шло прослеживание склоновых поясов вглубь горных стран.

Аналогичное картирование было проведено на территории Кузнецкого Алатау, Горной Шории и Салаира, где установлено от трех до семи региональных склоновых поясов, которые хорошо коррелируются с алтайскими или являются их непосредственными продолжениями (табл.).

Достаточно точно удалось провести корреляцию с геологической возрастной шкалой для сростинского (томского), чумышского (еланского), салаирского, ненинского (кийского) и синюхинского склоновых поясов. Из них наибольшее значение имеет геологическая оценка возраста ненинского пояса, представленного обширными педиментами в низкогорьях периферии горной страны и в крупных речных долинах, расчленяющих среднегорья в близцентральных ее частях.

Таблица

Склоновые пояса в мезорельефе Горного Алтая, Кузнецкого Алатау, Салаира (Россия) и Патагонии (Южная Америка)

Склоновый пояс	Крутизна	Стадия трансформации	Положение (абс. высоты, м)	Относительные превышения, м	Корреляция с геологической шкалой
<i>Склоновые пояса Горного Алтая</i>					
Сростинский	30-70°	0-1	200-300	40-80	плейстоцен
Телецкий	40-70°	0	300-1000	4000-500	поздний плиоцен
Чумышский	4-6°	4	250-350	20-50	миоцен-плиоцен
Салаирский	18-35°	1-2	300-1500	100-500	поздний эоцен – ранний миоцен
Ненинский	4-12°	3-4	400-1400	100-250	мел-эоцен
Синюхинский	15-35°	1-2	500-1800	400-700	юра
Ануйский	3-10°	4	1000-2600	100-300	поздняя пермь – триас
Катунский	20-35°	1-2	2000-3200	300-1000	карбон – ранняя пермь
Аккемский	3-10°	4	2800-3500	200-300	силур-девон
Белухинский	30-45°	1	3100-3600	до 1700	ордовик
<i>Склоновые пояса Кузнецкого Алатау и Салаира</i>					
Томский	40-70°	0-1	120-300	30-60	поздний плиоцен – плейстоцен
Еланский	4-6°	4	170-250	40-50	миоцен-плиоцен
Салаирский	18-35°	1-2	250-700	80-300	поздний эоцен – ранний миоцен
Кийский	4-12°	3-4	400-1400	70-150	мел-эоцен
Терсинский	15-30°	1-2	600-1300	350-600	юра
Таскыльский	3-7°	4	1000-1400	100-200	поздняя пермь – триас
Алатаусский	30-45°	1-2	выше 1400	более 400	карбон – ранняя пермь
<i>Склоновые пояса гор и прилегающих равнин Патагонии</i>					
Санта-круз	40-70°	0-1	от –150 до +650	100-600	плейстоцен
Рио-рико	4-10°	3-4	от –100 до +1200	150-350	миоцен-плиоцен
Пинакуло	35-70°	0-1	250-4500	500-3500	олигоцен – ранний миоцен
Сьерра-делалу	4-8°	4	3000-5500	100-300	мел-палеоген
Веладеро	28-35°	1-2	> 3300-6000	> 350-1700	юра-ранний мел

Следует отметить, что первое и правильное определение геологического возраста ненинского педимента (дат-палеоцен) было сделано А.М. Малолетко [24], изучавшего рельеф и кайнозойские отложения Салаира и Неня-Чумышской впадины. Исходя из геологического возраста самых молодых подстилающих и самых древних перекрывающих педимент отложений, а также мощных кор выветривания каолинового и кремнеземного типов, следует надежный вывод о заложении педимента в меловом периоде и его формировании и трансформации вплоть до эоцена включительно [12, 25-26]. Ненинский педимент почти всюду непосредственно и согласно контактирует с выше расположенным синюхинским крутосклонным поясом, тем самым определяя геологический возраст последнего как заведомо древнее мелового. Ниже расположенный салаирский пояс подрезает ненинский, явно моложе его и соответствует олигоцен-миоценовому времени, т.к. локально перекрыт отложениями высоких террас плиоцена и позднего миоцена. Все эти взаимоотношения ярко проявлены в предгорно-низкогорной части Алтая и Кузнецкого Алатау, а также в сочленениях гор и крупных межгорных впадин: Зайсанской и Чуйской. Последней была посвящена специальная статья в соавторстве с Я.М. Гутаком [27].

Расположенные над ненинским педиментом синюхинский (терсинский), ануйский (таскыльский), катунский (алатусский), аккемский и белухинский пояса являются гораздо более древними. В пользу их очень древнего возраста (мезозойского и палеозойского) свидетельствуют не только их геоморфологическое положение «выше-древнее», не только остатки меловых (локально – триасовых) кор выветривания, не только древние коррелятивные отложения прилегающих впадин, но и то, что каждый из данных ярусов рельефа встречается лишь на горных породах, которые явно

древнее оцененного нами геологического возраста этих склоновых поясов и педиментов. К примеру, белухинский пояс имеет место быть только на толщах древнее ордовика, а синюхинский – древнее триаса.

В целом регион делится на две части: собственно горную и предгорных впадин. Горная часть и в настоящее время имеет преимущественно рельеф, созданный в периоды проявления каледонской, герцинской и мезозойской тектонической активизаций (рис. 1). Эти активизации обусловили не только громадный подъем большинства тектонических блоков горной страны, но и их раздвиговое смещение с образованием глубоких впадин и грабенов. Ярким примером таковых является эоплейстоценовый раздвиг, к которому приурочено Телецкое озеро и долины Чулышмана, Карагема, Кыги и Камги общей протяженностью более 300 км.

В предгорных впадинах и внутригорных грабенах карбонового, пермь-триасового и юрского возраста шла быстрая седиментация, мощность которой определялась глубиной впадин. Следует отметить, что отложения внутригорных грабенов представлены в Горном Алтае и Кузбассе терригенными озерно-аллювиальными угленосными формациями, которые начиная с карбона имеют признаки континентальных образований [28-29]. Континентальные условия седиментации свойственны и юрским отложениям предгорных впадин (Предалтайской, Кулундинской, Чулымо-Енисейской, Кузбассу). Кроме того, эти отложения залегают местами на триасовой коре выветривания латеритного типа, свидетельствующей о существовании обширных предгорных денудационных равнин и возвышенных плато в раннем мезозое [4, 30]. Лишь в позднемеловое и эоценовое время на юг Западно-Сибирской равнины трансгрессирует море. Отложения с признаками морского осадконакопления выполняют среднюю часть разреза Кулундинской

впадины 400-метровой толщей и выклиниваются к югу и юго-востоку почти у Барнаульской ложбины, не поднимаясь по абсолютной высоте выше минус 80-100 м над современным уровнем моря [4, 30]. Перекрывающая их толща континентальных олигоцен-плейстоценовых отложений имеет мощность до 300 м, что свидетельствует об относительном погружении северо-западной, удаленной от гор части Предалтайской впадины не более чем на 200-250 м за весь этап альпийской тектонической активизации (олигоцен-плейстоцен).

Все эти данные и прежде всего результаты геоморфологического картирования убеждают в том, что основные черты орографии региона и его мезорельефа, его абсолютные и относительные превышения и деформации созданы в доальпийское (докайнозойское) время. Наибольшие относительные превышения (и, соответственно, тектонические поднятия) на Алтае и в Кузнецком Алатау были свойственны каледонской и герцинской эпохам (палеозою): более 1500 м на блоках протерозойских пород и более 1000 м на палеозойских. Меньшие дополнительные превышения были созданы в мезозойскую эпоху (500-800 м) и сравнительно незначительные – в альпийскую (100-450 м). Плейстоценовые блоковые движения были невелики и не превышали нескольких десятков метров. В принципе, поднятия территории были изостатическими и обуславливались внедрением сравнительно «легких» интрузий гранитоидов, объем которых и определял в итоге величину поднятия. Интрузивный магматизм и кислый вулканизм были особенно интенсивны в палеозое [29], существенно слабее – в раннем мезозое, и очень незначительными – в кайнозое.

Почти все морфотектонические структуры (горсты и грабены) и главные разломы унаследованы с палеозоя, будучи уже тогда ярко выраженными в макро- и мезорельефе. Территория и сейчас имеет раннемезозойский (40 %

и позднепалеозойский (20 %) рельеф. На долю мел-палеогенового времени (предгорных и низкогорных педиментов) приходится около 30 % площади деструктивного рельефа, а остальная часть принадлежит склонам олигоцен-плейстоценового времени (3 %) и неоген-четвертичным седиментационным ареалам долин и впадин (7 %). Начиная с конца палеозоя, вся территория в пределах современного Горного Алтая и Кузнецкого Алатау была сушей и представляла собой возвышенную (до 2-3 км) ступенчатую горную страну, окаймленную с севера и юго-запада обширными аккумулятивными равнинами и денудационными возвышенностями. Отметим, что сохранившаяся до настоящего времени структура рельефа территории однозначно указывает на то, что на Алтае, Салаире и в Кузнецком Алатау, начиная с конца палеозоя, никогда не было повсеместного выравнивания (срезания) гор и так называемого пенеплена (почти-равнины), близкого к уровню моря.

Геоморфологии Южной Америки посвящено множество публикаций. Однако в них анализируется в основном мезорельеф платформенной части материка, где Л. Кинг [31], а за ним и южноамериканские исследователи выделили гондванский уровень останцовых гор юрского возраста, а также три уровня педиленов и два – педиментов, относимых к среднемеловому, палеогеновому и неогеновому времени. В их подразделении и идентификации нет согласованности, однако новые данные позволяют резко удревнить возраст самого обширного (постгондванского) педилена и, по меньшей мере, считать его домеловым (триасовым) [9]. Иначе говоря, история развития платформенной части Южной Америки требует существенных уточнений.

Весьма хаотичны и представления о морфоструктуре горной и предгорной части Анд. Утверждается, что горноостровной рельеф на месте Центральной Кордильеры существовал еще в домеловое время, то погружаясь в мелу ниже

уровня моря, то возвышаясь над ним [9]. Древнейшим в Андах считается эоценовый педимент, приуроченный к их осевой части. Восточная часть гор имеет миоценовый и плиоценовый педименты, а западная поднята явно позже, и ее педименты коррелируют с плиоценовым временем. Общее поднятие Анд за плиоцен-плейстоцен оценивается по высотам миоценовой поверхности выравнивания и местами превышает 4 км. На юге Анды снижаются, и миоцен-плиоценовые педименты фиксируются лишь на уровнях от 1200 до 1600-2000 м, опускаясь до 500 м. В итоге многими делается вывод, что нагорья платформенной части Южной Америки в основном были подняты в палеогене (до 1000-1200 м), а Кордильеры были созданы плиоцен-плейстоценовыми движениями, амплитуда которых в наиболее возвышенных частях гор превосходит 4000 м [9].

Эти представления, которые весьма толково в 1980-х гг. попытался упорядочить Д.В. Борисевич [9], пополнились малообоснованными и малоинформативными версиями новейших дистанционных и реферативных исследований [32-33]. Чтобы не быть голословными, приведем основные выводы из диссертации М.Е. Кладовщиковой: *«В результате анализа морфоструктурной карты-схемы было установлено: 1 – разделение Анд на обособленные северные, центральные и южные области началось в раннем палеозое, продолжалось в мезозое и начале кайнозоя. Строение суши и прогибов, занятых морем, в каждой из областей отличалось. Последствием явилась разная абсолютная высота сегментов Анд в позднем кайнозое, которая в эту эпоху вряд ли превышала 1000-1500 м. За период с 10 до 6 млн. лет поднятие обособленных тектонических блоков достигло 2000-3000 м; 2 – в создании и моделировке рельефа принимали участие различные комплексы горных пород; 3 – в истории Анд эпохи тектонических поднятий чередовались с эпохами стабилизации или тектонических опусканий, из-за чего горообразование протекало неравно-*

мерно...» По своему геоморфологическому положению автор выделяет экзогенные процессы на западных склонах Анд; в их осевой зоне и на восточных склонах [32, с. 21-22]. Как говорится, комментарии излишни...

Естественно, что подобные версии использовать трудно, как и прилагаемые к ним «морфоструктурные карты», представляющих собой множество разноориентированных линеаментов, имеющих весьма косвенное отношение к мезо- и макрорельфу. В нашем же варианте картирования представлен именно мезо- и макрорельф, генетические и возрастные подразделения которого и отражают сложившуюся морфоструктуру и морфотектонику территории, а также процессы ее образования и развития. Эта работа была проведена и для Патагонии. Выяснилось, что южные Анды представляют собой сложное ступенчатое, разбитое на блоки глубоко расчлененное макровозвышение, оформленное извилисто опоясывающими его крутыми уступами (врезами) и пологими покатами (педиментами) (рис. 2). Это макровозвышение переходит на востоке в широкие (до 600-800 км) субгоризонтальные седиментационные равнины континентальной аккумуляции неогена и шельфовой аккумуляции мезозойско-кайнозойского возраста (преимущественно меловой) и обрывается деструктивным материковым склоном (5000-6000 м), образовавшимся при раздвижении материковых частей Гондваны в раннеюрское время. Расширение раздвига обусловило формирование мезозойских седиментационных равнин океанического ложа, сложенных преимущественно юрскими отложениями.

На западе макровозвышение Анд по всему своему краю обрывается к океаническому ложу двумя сравнительно узкими (не шире 50-100 км) блоками-сбросами, вдоль подножия которых расположены узкие (3-15 км) седиментационные впадины, частично заполненные позднекайнозойскими отложениями.

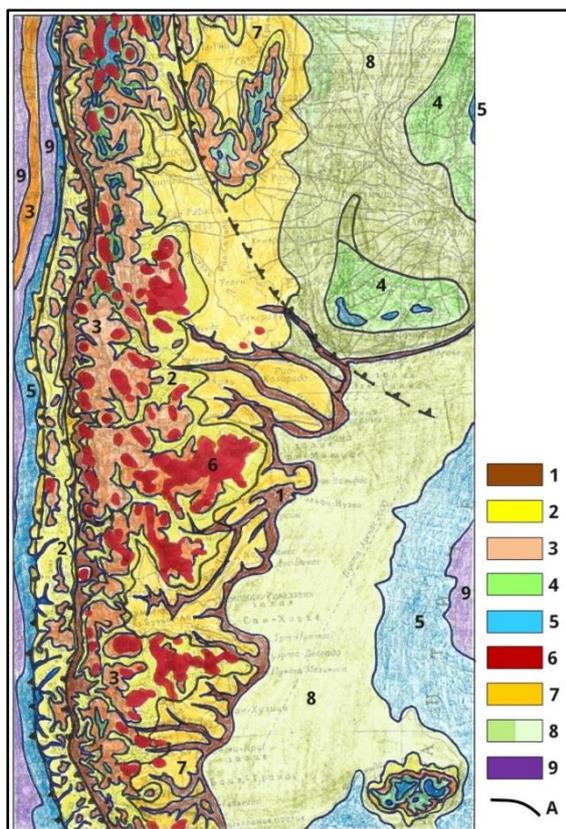


Рис. 2. Генерализованная схема морфоструктуры и морфотектуры Патагонии.

Денудационные склоновые пояса:
 1 – санта-круз (врез соответствует плейстоцену); 2 – рио-рико (педимент соответствует позднему миоцену – плиоцену); 3 – пинакуло (континентальный врез и океанический грабен соответствует олигоцену – раннему миоцену); 4 – сьерра-деладу (педимент соответствует мелу – палеогену); 5 – веладеро (континентальный врез и материковый склон океанического раздвига соответствует юре – раннему мелу).
Аккумулятивные образования: 6 – поздней-кайнозойские вулканические горы и плато; 7 – неогеновые седиментационные равнины и котловины; 8 – мезо-кайнозойские шельфовые равнины; 9 – мезозойские равнины океанического ложа; 10 – тектонические нарушения, разделяющие главные блоковые структуры.

На юге они заняты морскими заливами и проливами, подверглись интенсивной ледниковой экзарации и имеют маломощный и прерывистый рыхлый чехол позднеплейстоценового и голоценового возраста. Крайний западный сбросовый блок окаймляется очень узкой шельфовой седиментационной террасой позднекайнозойского возраста,

которая расширяется до 20-40 км между 38 и 45° южной широты, где и Анды имеют сравнительно низкие (2300-2500 м) абсолютные высоты и подверглись сравнительно слабым плейстоценовым оледенениям нежели южнее. Далее на запад шельфовая терраса обрывается крутым материковым склоном юрского раздвига Тихого океана. У подножия этого склона на глубинах 4000-5000 м аккумулярованы седименты мезо-кайнозойского возраста, которые деформированы океаническим грабеном-желобом, заложившимся в олигоцен-миocene и достигающим глубины 6-7 км.

В пределах мезорельефа Патагонии нами выделено и прослежено всего 5 региональных разновозрастных склоновых поясов (3 крутосклонных поясов врезания и 2 пологосклонных поясов выполаживания – педиментов, названных соответственно топонимам, вблизи которых они наиболее представительны в рельефе) (табл.). Склоновые пояса прослеживаются на сотни км, опоясывая горные хребты, массивы, долины и впадины. Достаточно точно удалось провести корреляцию с геологической возрастной шкалой для склоновых поясов санта-круз, рио-рико и пинакуло. Врез санта-круз образует абразионный береговой уступ в плиоценовых отложениях и распространяется в верховья крупных долин до абсолютных высот 500-600 м, прорезая неогеновые пролювиальные отложения и базальтовые вулканы неогенового и эоплейстоценового возраста. Подножие вреза местами прикрыто моренами позднего плейстоцена и аллювием голоцена. Отсюда и следует корреляция вреза санта-круз с плейстоценом. Важное значение имеет геологическая оценка возраста пояса рио-рико, представленного обширными педиментами в низкогорьях и предгорьях восточной периферии горной страны и узкими фрагментами вблизи побережья ее западной части. Самыми молодыми отложениями, в которых выработан этот педимент, являются осадочные и вулканогенно-осадочные толщи олигоцена и раннего

миоцена, а наиболее древними перекрывающими – базальты позднего плиоцена и эоплейстоцена, образующие обширные вулканические плато (рис. 2). На педименте встречаются и фрагменты раннеплиоценовых красноцветных кор выветривания. Все это позволяет оценить геологический возраст педимента миоцен-плиоценом. Над ним очень круто воздымается врез пинакуло, который встречается исключительно на породах древнее олигоцена и оформляет большую часть среднегорий и высокогорий Анд. Его возраст коррелирует в основном с олигоценом, а относительные превышения и крутизна свидетельствуют о наиболее мощном тектоническом воздымании Анд именно в этот период.

В высокогорье, исключительно на блоках протерозойских и позднепалеозойских пород наблюдаются фрагменты еще более древнего педимента (сьерра-делалу), над которыми возвышаются крутосклонные останцы и хребтики вреза веладеро. Их возраст явно древнее кайнозойского, предположительно меловой для педимента и юрский для вреза. На педименте в восточной части Анд локально сохранились и «корни» кор выветривания каолинового типа, которые характерны для мел-эоценового времени, что также подтверждает правомерность нашей возрастной оценки этих поясов.

Интенсивный подъем гор сопровождался мощной денудацией и аккумуляцией, а также кислым вулканизмом и гранитоидным интрузивным магматизмом (преимущественно олигоцен-миоценовым). На интенсивность денудации и аккумуляции сильное влияние оказала литология и устойчивость выдавленных из недр горных пород. В восточной части горной страны размыты подвергались в основном некрепкие мезозойские и позднепалеозойские толщи, обусловившие большие скорости денудации, продукты которой образовали обширные седиментационные шельфовые равнины (преобладают седименты юрского и мелового возраста) и седиментационные континентальные равнины (преобладают отложения олигоцен-

миоценового возраста). В западной и центральной части Анд из недр были выдавлены очень устойчивые гранитоиды и блоки крепких литифицированных пород протерозоя и палеозоя. Из-за этого, по крайней мере, кайнозойская денудация шла в десятки и сотни раз медленнее и не способствовала формированию обширных педиментов и седиментационных равнин. Лишь на юго-западе Патагонии, благодаря мощной ледниковой экзарации в плейстоцене, были выработаны более обширные участки педимента рио-рико.

Итак, результаты геоморфологического картирования и анализ геологических данных убеждают в том, что основные черты орографии региона и его мезорельефа, его абсолютные и относительные превышения и деформации созданы главным образом в альпийское (кайнозойское) время. Тектонические поднятия и опускания превышали 3000-4000 м, однако амплитуды плиоценовых движений, считающихся максимальными [32, с. 22], явно преувеличиваются. В мезозойскую эпоху в связи с расколом Гондваны и интенсивным спредингом поднятия гор на активной западной окраине Южной Америки были тоже довольно интенсивными, однако их амплитуда вряд ли превышала 2000-2500 м. Рельеф гор Патагонии является кайнозойским (85 %) и мезозойским (5 %). На долю позднекайнозойских аккумулятивных вулканических сооружений, достигающих высот почти 7000 м, приходится около 10 % площади. Начиная с мезозоя, территория приобрела облик гористой островной дуги, в которой преобладала суша. Таковую она остается и поныне.

Особо интересные для пользователей плейстоценовые и современные тектонические движения весьма дифференцированы и интенсивны. На их ход очень сильное влияние дополнительно оказывали и оказывают изменения ледниковой нагрузки в периоды неоднократных ледниковых и межледниковых эпох. Выявление латеральных и вертикальных составляющих этих движений требует более детального картирования

(1 : 25 000) и геодезического мониторинга. Однако вполне можно говорить о том, что амплитуды гляциоизостатических движений превышали десятки и сотни метров.

Можно утверждать, что почти все морфотектонические структуры (горсты и грабены, флексуры и плиты) и главные разломы Патагонии образованы в мезозое и кайнозое и, в отличие от гор Юга Западной Сибири, унаследования палеозойских структур не имеют. Более того, они их сокрушили и частью переплавили-переработали, включив крупными линейными «ксенолитами» в свои

складчато-глыбовые новообразования. На фоне единовременных и повсеместных глобальных процессов многократной тектонической активизации и горообразования налицо и существенные региональные различия. События происходили субодновременно во всех регионах, но каждый из них имел свою собственную историю, выраженную различными по амплитуде и интенсивности тектоническими подвижками и рельефообразованием. Примеры из Сибири и Южной Америки наглядно показывают эти различия.

Список литературы

1. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая // Тр. ГИН, вып. 126. – М.: Наука, 1965. – 285 с.
2. Алтае-Саянская горная область. История развития рельефа. – М., 1969. – 370 с.
3. Семакин В.П. Новейшая структура Алтая // Земная кора складчатых областей юга Сибири. – Новосибирск: Наука, 1969. – С. 283-310.
4. Адаменко О.М. Предалтайская впадина и проблемы формирования предгорных опусканий. – Новосибирск: Наука, 1976. – 184 с.
5. Селиверстов Ю.П. Морфоструктурные особенности эпиплатформных горных сооружений Востока Казахстана и юга Сибири // Структурная геоморфология горных стран. – М.: Наука, 1975. – С. 139-142.
6. Зятькова Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – 216 с.
7. Розенберг Л. И. О времени образования горного рельефа Алтая // Геоморфология. – 1978. – № 1. – С. 75-83.
8. Богачкин Б.М. История тектонического развития Горного Алтая в кайнозое. – М.: Наука, 1981. – 131 с.
9. Борисевич Д.В. Поверхности выравнивания Южной Америки // Геоморфология. – 1983. – № 3. – С. 11-21.
10. Бутвиловский В.В. О механизме формирования новейших предгорных и внутригорных впадин и палеотектонической интерпретации выполняющих их фаций (на примере Алтая) // Геодинамика, структура и металлогения складчатых сооружений Юга Сибири: тез. докл. – Барнаул, 1991. – С. 60-62.
11. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. – Иркутск, 2002. – 494 с.
12. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. – Новосибирск, 2004. – 313 с.
13. Бутвиловский В.В. Законы образования и развития рельефа как основа геоморфологических классификаций и реконструкций // Фундаментальные проблемы квартара: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: матер. X Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. – М.: ГЕОС, 2017. – С. 69-70.
14. Бутвиловский В.В. Основы устройства и развития литосферы Земли: Курс лекций по общему землеведению. Т. 1. – Новокузнецк: Изд-во НГПИ, 1995. – 108 с.
15. Бутвиловский В.В. Новая легенда для общих геоморфологических карт. Теоретическое обоснование, информативность, способы отображения // Проблемы моделирования в геоморфологии. Подходы и методы: тез. докл. к регион. школе-семинару. – Новосибирск, 1990. – С. 104-106.

16. Бутвиловский В.В. Хронологические и генетические свойства рельефа и принципы геоморфологического картирования // *Время и возраст рельефа*. – Новосибирск: Наука, 1994. – С. 63-72.
17. Бутвиловский В.В. Введение в теоретическую геоморфологию – альтернативные представления. – Новокузнецк: КузГПА, 2009. – 185 с.
18. Бутвиловский В.В., Бутвиловская Т.В., Аввакумов А.Е. Структура, история развития рельефа, четвертичные отложения и россыпеобразование Горного Алтая / Отчет о работе Региональной партии «Составление геоморфологической карты Горного Алтая в м-бе 1 : 500 000 (М-45, М-44; N-45), выполненных в период 1989-1996 гг.». В 7 тт. – ГГП «Запсибгеолсъемка». ТГФ, Новокузнецк, 1996.
19. Дубский В.С., Некипелый В.Л., Дубский А.В., Некипелая С.А., Аввакумов А.Е., Бутвиловский В.В. и др. Составление карты золотоносности Кемеровской области м-ба 1 : 500 000 (Кемеровская область) / Отчет Геолого-минерагенической партии по составлению карты золотоносности Кемеровской области за 2007-2009 гг. – ФГУГП «Запсибгеолсъемка», 2009; ТГФ, Новокузнецк. – 1123 с.
20. Геоморфологическое картирование. – М.: Наука, 1978. – 240 с.
21. Semmel A. Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland: Grundlage, Forschungsstand, aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften / 5 Auflage.-Steiner. – Stuttgart, 1996. – 200 s.
22. Тимофеев Д.А. Старые и новые пути развития геоморфологии // *Геоморфология*. – 1981. – № 4. – С. 31-43.
23. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. – М.: ОГИЗ, 1948. – 343 с.
24. Малолетко А.М. Палеогеография предалтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во ТГУ, 1972. – 228 с.
25. Бутвиловский В.В. Морфостратиграфия и морфотектоника Алтая: Теория, методы и результаты исследования // *Рельефообразующие процессы: Теория, практика, методы исследования*. XXVIII пленум Геоморфологической комиссии РАН, ИГ СО РАН, 20-24 сентября 2004. – Новосибирск, 2004. – С. 52-55.
26. Бутвиловский В.В. Морфостратиграфия и морфотектоника гор и предгорий Юга Западной Сибири // *Изв. Бийского отд-я РГО*. Вып. 33. – Бийск: АГАО им. В.М. Шукшина, 2012. – С. 65-74.
27. Бутвиловский В.В., Гутак Я.М. Чуйская котловина (Юго-Восточный Алтай): есть ли возможность для реконструкции позднемелового морского бассейна? // *Природные ресурсы Горного Алтая*. – 2013. – № 1. – С. 26-35.
28. Лазько Е.М. Региональная геология СССР. Т. II. Азиатская часть. – М.: Недра, 1975. – 464 с.
29. Гутак Я.М., Антонова В.А., Багмет Г.М. и др. Очерки по исторической геологии Кемеровской области – Новокузнецк: КузГПА, 2008. – 132 с.
30. Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. – М.: Гостоптехиздат, 1958. – 148 с.
31. Кинг Л. Морфология Земли. – М.: Прогресс, 1967. – 559 с.
32. Кладовщикова М.Е. Развитие рельефа и рельефообразующих процессов окраинно-материковых гор (на примере Анд): автореф. дис. ... канд. геогр. наук. – М.: МГУ, 2008. – 24 с.
33. Уфимцев Г.Ф. Горы Земли (климатические типы и феномены новейшего орогенеза). – М.: Науч. мир, 2008. – 352 с.

References

1. Devyatkin Ye.V. Kайноzoyskiye otlozheniya i neotektonika Yugo-Vostochnogo Altaya // *Tr. GIN*, vyp. 126. – М.: Nauka, 1965. – 285 s.
2. Altaye-Sayanskaya gornaya oblast. Istoriya razvitiya relyefa. – М., 1969. – 370 s.

3. Semakin V.P. Noveyshaya struktura Altaya // *Zemnaya kora skladchatykh oblastey yuga Sibiri*. – Novosibirsk: Nauka, 1969. – S. 283-310.
4. Adamenko O.M. Predaltayskaya vpadina i problemy formirovaniya predgornyykh opuskany. – Novosibirsk: Nauka, 1976. – 184 s.
5. Seliverstov Yu.P. Morfostrukturnye osobennosti epiplatformnykh gornyykh sooruzheny Vostoka Kazakhstana i yuga Sibiri // *Strukturnaya geomorfologiya gornyykh stran*. – M.: Nauka, 1975. – C. 139-142.
6. Zyatkova L.K. Strukturnaya geomorfologiya Altaye-Sayanskoy gornoy oblasti. – Novosibirsk: Nauka. Sib. otd-niye, 1977. – 216 s.
7. Rozenberg L. I. O vremeni obrazovaniya gornogo relyefa Altaya // *Geomorfologiya*. – 1978. – № 1. – S. 75-83.
8. Bogachkin B.M. Istoriya tektonicheskogo razvitiya Gornogo Altaya v kaynozoye. – M.: Nauka, 1981. – 131 s.
9. Borisevich D.V. Poverkhnosti vyravnivaniya Yuzhnoy Ameriki // *Geomorfologiya*. – 1983. – № 3. – S. 11-21.
10. Butvilovsky V.V. O mekhanizme formirovaniya noveyshikh predgornyykh i vnutrigornyykh vpadin i paleotektonicheskoy interpretatsii vypolnyayushchikh ikh fatsy (na primere Altaya) // *Geodinamika, struktura i metallogeniya skladchatykh sooruzheny Yuga Sibiri: tez. dokl.* – Barnaul, 1991. – S. 60-62.
11. Ufimtsev G.F. Morfotektonika Yevrazii. – Irkutsk, 2002. – 494 s.
12. Novikov I.S. Morfotektonika Altaya. – Novosibirsk, 2004. – 313 s.
13. Butvilovsky V.V. Zakony obrazovaniya i razvitiya relyefa kak osnova geomorfologicheskikh klassifikatsy i rekonstruktsy // *Fundamentalnye problemy kvartera: itogi izucheniya i osnovnye napravleniya dalneyshikh issledovany: mater. X Vseros. soveshch. po izucheniyu chetvertichnogo perioda*. – M.: GEOS, 2017. – S. 69-70.
14. Butvilovsky V.V. Osnovy ustroystva i razvitiya litosfery Zemli: Kurs lektsy po obshchemu zemlevedeniyu. T. 1. – Novokuznetsk: Izd-vo NGPI, 1995. – 108 s.
15. Butvilovsky V.V. Novaya legenda dlya obshchikh geomorfologicheskikh kart. Teoreticheskoye obosnovaniye, informativnost, sposoby otobrazheniya // *Problemy modelirovaniya v geomorfologii. Podkhody i metody: tez. dokl. k region. shkole-seminaru*. – Novosibirsk, 1990. – S. 104-106.
16. Butvilovsky V.V. Khronologicheskkiye i geneticheskkiye svoystva relyefa i printsipy geomorfologicheskogo kartirovaniya // *Vremya i vozrast relyefa*. – Novosibirsk: 1994. – S. 63-72.
17. Butvilovsky V.V. Vvedeniye v teoreticheskuyu geomorfologiyu – alternativnyye predstavleniya. – Novokuznetsk: KuzGPA, 2009. – 185 s.
18. Butvilovsky V.V., Butvilovskaya T.V., Avvakumov A.E. Struktura, istoriya razvitiya relyefa, chetvertichnyye otlozheniya i rossypeobrazovaniye Gornogo Altaya / *Otchet o rabote Regionalnoy partii «Sostavleniye geomorfologicheskoy karty Gornogo Altaya v m-be 1 : 500 000 (M-45, M-44; N-45), vypolnennykh v period 1989-1996 gg.»*. V 7 tt. – GGP «Zapsibgeolsyemka». TGF, Novokuznetsk, 1996. – 1850 s.
19. Dubsky V.S., Nekipely V.L., Dubsky A.V., Nekipelaya S.A., Avvakumov A.E., Butvilovsky V.V. i dr. Sostavleniye karty zolotonosnosti Kemerovskoy oblasti m-ba1 : 500 000 (Kemerovskaya oblast) / *Otchet Geologo-mineragenicheskoy partii po sostavleniyu karty zolotonosnosti Kemerovskoy oblasti za 2007-2009 gg.* – FGUGP «Zapsibgeolsyemka», 2009; TGF, Novokuznetsk. – 1123 s.
20. *Geomorfologicheskoye kartirovaniye*. – M.: Nauka, 1978. – 240 s.
21. Semmel A. *Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland: Grundlage, Forschungsstand, aktuelle Fragen, erörtert an ausgewählten Landschaften / 5 Auflage*.-Steiner. – Stuttgart, 1996. – 200 s.
22. Timofeyev D.A. Starye i novye puti razvitiya geomorfologii // *Geomorfologiya*. – 1981. – № 4. – S. 31-43.
23. Markov K.K. *Osnovnye problemy geomorfologii*. – M.: OGIz, 1948. – 343 s.

24. Maloletko A.M. Paleogeografiya predaltayskoy chasti Zapadnoy Sibiri v mezozoye i kaynozoye. – Tomsk: Izd-vo TGU, 1972. – 228 s.
25. Butvilovsky V.V. Morfostratigrafiya i morfotektonika Altaya: Teoriya, metody i rezultaty issledovaniya // Relyefoobrazuyushchiye protsessy: Teoriya, praktika, metody issledovaniya. XXVIII plenum Geomorfologicheskoy komissii RAN, IG SO RAN, 20-24 sentyabrya 2004. – Novosibirsk, 2004. – S. 52-55.
26. Butvilovsky V.V. Morfostratigrafiya i morfotektonika gor i predgory Yuga Zapadnoy Sibiri // Izv. Byskogo otd-ya RGO. Vyp. 33. – Bysk, 2012. – S. 65-74.
27. Butvilovsky V.V., Gutak Ya.M. Chuyskaya kotlovina (Yugo-Vostochny Altay): est li vozmozhnost dlya rekonstruktsii pozdnemelovogo morskogo basseyna? // Prirodnye resursy Gornogo Altaya. – 2013. – № 1. – S. 26-35.
28. Lazko Ye.M. Regionalnaya geologiya SSSR. T. II. Aziatskaya chast. – M.: Nedra, 1975. – 464 s.
29. Gutak Ya.M., Antonova V.A., Bagmet G.M. i dr. Ocherki po istoricheskoy geologii Kemerovskoy oblasti – Novokuznetsk: KuzGPA, 2008. – 132 s.
30. Kazarinov V.P. Mezozoyskiye i kaynozoye otlozheniya Zapadnoy Sibiri. – M.: Gostoptekhizdat, 1958. – 148 s.
31. King L. Morfologiya Zemli. – M.: Progress, 1967. – 559 s.
32. Kladovshchikova M.E. Razvitiye relyefa i relyefoobrazuyushchikh protsessov okrainnomaterikovykh gor (na primere And): avtoref. dis. ... kand. geogr. nauk. – M., 2008. – 24 s.
33. Ufimtsev G.F. Gory Zemli (klimaticheskiye tipy i fenomeny noveyshego orogeneza). – M.: Nauch. mir, 2008. – 352 s.

PECULIARITIES OF THE MORPHOSTRATIGRAPHY

AND MORPHOTECTONICS OF THE MOUNTAINS

IN SOUTHERN WEST SIBERIA AND PATAGONIA (SOUTH AMERICA)

V.V. Butvilovsky¹, A.J. Richter²

¹Leibniz-Institute for Polymer Research, Dresden (Germany), E-mail: wladimirbutwilowski@gmail.com

²Universidad Nacional de La Plata, La Plata (Argentina), E-mail: troschkin@hotmail.com

The regional geomorphological mapping, conducted following an identical methodology, shows that the macro- and mesorelief of the mountains in southern West Siberia was formed in pre-Alpine (pre-Cretaceous) times. The most intense tectonic uplift is related to the Caledonian and Hercynian epochs (Paleozoic): more than 2500-3000 m, respectively. Smaller elevations were formed during the Early Mesozoic epoch (500-800 m) and relatively minor ones during the Alpine orogeny (100-450 m). The Andean mountain relief in Patagonia has a different age and history. The relief of Mesozoic age is related to tectonic uplift exceeding 1500-2000 m and is preserved only in blocks of old rocks. The most intense relief formation took place during the Alpine orogeny (3000-5000 m), accompanied by a powerful Cenozoic vulcanism (edifices up to 5000-7000 m high) and intrusive magmatism. A substantial influence on the Andean mesorelief is revealed from the rock lithology, which differs between the eastern and western flanks, as well as from the Pleistocene glaciations, whose loading-unloading intensified isostatic submergence and uplift of the tectonic blocks.

Key words: Mesorelief, morphotectonics, slope belts, geomorphological mapping, mountains of southern West Siberia, the Andes, Patagonia.

Received August 20, 2019