

4. Corbel J. Vitesse de l'erosion.— *Ann. Geogr.*, 1959, t. LXVIII, № 336, p. 18.
5. Абашидзе Е. М. Полевые и лабораторные методы изучения размыва (растворения и денудации) в карбонатных скальных породах и данные размыва как важного показателя геомеханики и устойчивости гидротехнических сооружений.— В кн.: Моделирование формирования суффозионных и карстовых полостей. Тез. докл. научно-технического семинара. Пермь, 1979, с. 20.
6. Печеркин А. И., Печеркин И. А., Болотов Г. Б. Особенности методики изучения тектонической трещиноватости закарстованного массива.— В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Межвузовский сб. Новочеркасск, 1981, с. 69.
7. Чугунов М. А. Определение площади активной поверхности в открытом карсте.— В кн.: Достижения молодых ученых в области геологии, геофизики, географии. Тез. докл. научно-практ. конференции. Пермь, 1980, с. 14.
8. Лаптев Ф. Ф. Агрессивное действие воды на карбонатные породы, гипсы, бетоны. М., 1939. 104 с.
9. Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования).— *Тр. Ин-та геол. наук. М.*, 1951, вып. 124. 372 с.
10. Зверев В. П. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М.: Наука, 1967. 148 с.
11. Кузнецов А. М. О выщелачивании гипса и ангидрита.— В кн.: *Тр. Естеств.-науч. ин-та. Молотов*, 1947, т. XII, вып. 4, с. 127.
12. Маслов Н. Н., Науменко В. Г. Условия устойчивости напорных сооружений на заглисованных породах.— В кн.: Растворение и выщелачивание горных пород. М., 1957, с. 57.
13. Печеркин И. А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Т. II. Пермь, 1969. 360 с.
14. Бубен Н. Я., Франк-Каменский Д. А. Об абсолютных скоростях растворения.— *Ж. физ. хим.*, 1946, т. XX, вып. 3, с. 225.
15. Pechorkin I. A., Pechorkin A. I., Bolotov A. B. Jointing as index of sulphate massifs karstification.— In: *Proceed. VIII Int. Congr. Speleology. Bowling Green, Kentucky*, 1982, p. 181.

Пермский государственный университет

Поступила в редакцию 5.VII.1982

CHEMICAL EROSION RATE DETERMINATION AND SUBTERRANEAN KARST RELIEF DATING

PECHERKIN A. I., BOLOTOV G. B.

Summary

A new technique is introduced of the karst denudation rate calculation at carbonate and sulphate rock masses; the technique is based on detailed studies of the rocks jointing and solubility as well as geological situation. The formulae permit to calculate karst landforms age.

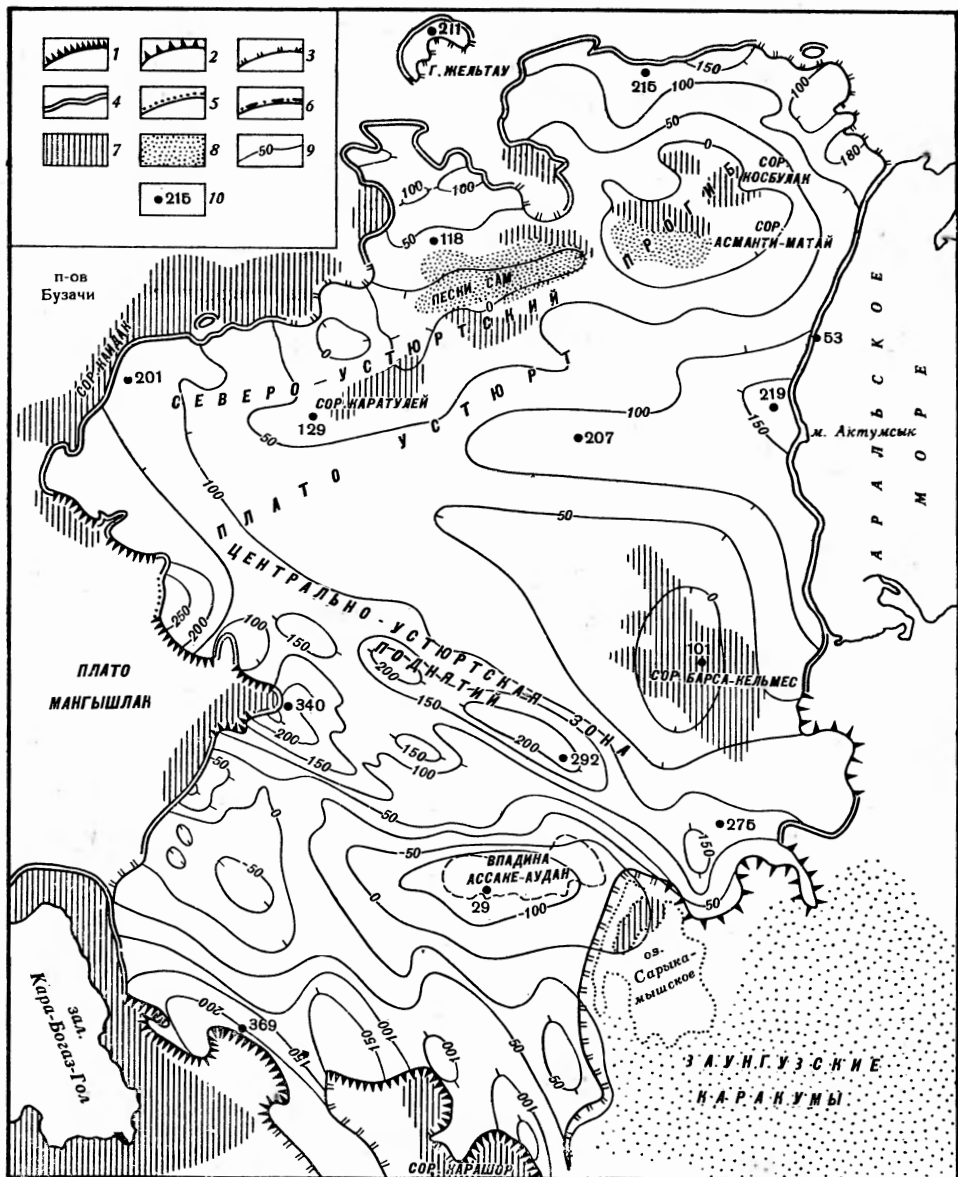
УДК 551.435.282(575.4)

ПЛЕЩЕЕВ И. С.

МОРФОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ЧИНКОВ УСТЮРТА

Плато Устюрт расположено между Каспийским и Аральским морями и протягивается с севера на юг более чем на 500 км и с запада на восток до 400 км. Оно возвышается над окружающими равнинами на 100—250 м и ограничено со всех сторон довольно крутыми склонами или обрывами, которые принято называть чинками (рисунок).

Поверхность плато бронирована известняками сарматского и отчасти понтического возраста и является структурной, т. е. наиболее высокие абс. отметки характерны для тектонических поднятий, низкие — для прогибов. В осевой зоне Североустюртского прогиба абс. отметки составляют 80—100 м, на северном крыле — до 215 м, в районе Центрально-Устюртской зоны поднятий — до 250—300 м, в Ассак-Ауданском (Южно-Устюртском) прогибе 30—100 м. Песчаные массивы (Сам, Матайкум) и крупные солончаки (Косбулак, Асмантай-Матай, Сам, Каратаюлей, Барса-Кельмес, Ассак-Аудан) приурочены, как правило, к прогибам. На схематической карте показаны изогипсы подошвы среднего миоцена, отражающие структуру плато бронирующего



Схематическая карта чинков плато Устюрт

Морфология чинков: 1 — обрывистый, сложенный известняками верхнего мела и неогена; 2 — крутой или ступенчатый, сложенный карбонатными породами неогена; 3 — относительно пологий, сложенный в основном глинисто-карбонатными породами неогена; 4 — оползневой, сложенный глинами олигоцена и карбонатными породами неогена; 5 — обрывистый с оползнями известняков мела и неогена по песчано-глинистым породам сеномана и турона; 6 — крутой с оползнями известняков неогена по песчано-глинистым породам нижнего мела. **Прочие обозначения:** 7 — крупные солончаки; 8 — песчаные массивы на плато; 9 — изогипсы подошвы среднемиоценовых отложений; 10 — абс. отметки поверхности плато

покрова. В осевой зоне Северо-Устюртского прогиба подошва среднего миоцена погружена несколько ниже нулевой горизонтали, на юге, в Ассаке-Ауданском прогибе — ниже -100 м. На крыльях прогибов и в Центрально-Устюртской зоне поднятий она поднимается до $100-200$ м.

Чинки Устюрта имеют в плане сложную конфигурацию, которая также в определенной степени связана с тектоническим строением. Уже давно замечено [1], что они оконтуривают периклиналы поднятий и центриклиналы прогибов, так что прогибам отвечают выступы плато, а поднятиям «заливы». Отклонения от этой закономерности отме-

чаются на восточном чинке в районе мыса Актумсык и Айбугирского выступа, где с поднятиями связаны выходы относительно устойчивых карбонатных пород эоцена и верхнего мела.

Верхняя часть чинков сложена всюду известняками и мергелями сармата и среднего миоцена, нижняя — в зависимости от структурного положения — палеогеновыми и меловыми породами. От литологии слагающих чинк пород зависит его вертикальный профиль. Бровка чинка почти всюду представляет собой обрыв, в одних случаях отвесный, в других ступенчатый. Высота обрыва колеблется от нескольких метров до 50—60 м, а в среднем составляет 20—30 м. Крутой ступенчатый склон образуется в песчано-глинистых отложениях нижнего мела, обнажающихся на небольших участках в районе мангышлакских структур. На более значительном протяжении по границе с Мангышлаком чинки сложены карбонатной толщей верхнего мела, палеоэоцена и эоцена. Здесь наблюдаются отвесные и ступенчатые обрывы, большей частью неприступные (севернее и восточнее сора Кендырли, район сора Тузбаир, Карашора и др.).

В западном чинке (на юг от сора Кендырли до залива Кара-Богаз-Гол) и в чинках Северного Устья (от сора Тузбаир на западе до берегов Аральского моря на востоке) под карбонатными породами миоцена лежит мощная толща глин с прослоями алевроитов и песков олигоценного возраста (местами и нижнего миоцена), слагающая более $\frac{2}{3}$ высоты чинка. В ненарушенном состоянии эта толща образует однообразный склон крутизной 30—40°. Иногда у подножия склона можно видеть округлые глинистые окатыши, образовавшиеся во время дождей в результате скатывания вниз небольших обломков породы, которые на влажном склоне подобно снежному кому обволакиваются липкой глиной. Размер таких окатышей самый разный, от нескольких сантиметров до 0,5 м. Ненарушенный склон встречается редко и на ограниченных участках. Как правило, почти всюду, где под бронирующими известняками лежит песчано-глинистая толща, широко развиты оползни, особенно в полосе распространения олигоценых отложений. Есть оползни и на участках, где обнажаются сеноманские песчано-глинистые толщи, но там они не образуют широкой полосы. Оползни образуются в результате выдавливания глин на склоне под тяжестью вышележащих пород, а также скольжения относительно плотных пород по подстилающим водоупорным глинам. Участок бронирующих плато известняков оседает и отламывается от основного массива. Так образуется обособленный блок, под давлением которого со склона срывается значительный кусок песчано-глинистой толщи и медленно сползает вниз, деформируя, сменяя нижележащие слои. В результате весь склон покрывается нагромождениями глыб и блоков, ступенчато спускающихся от обрыва до подножия склона. Этот процесс происходит повсюду, несмотря на преобладающий наклон слоев олигоэоцена и миоцена в сторону плато, поскольку наклон очень невелик и составляет доли градуса.

На отдельных участках, где слои наклонены в сторону чинка и его подножие подмывало голоценовое море, наблюдаются признаки очень молодых и наиболее активных оползневых процессов; здесь отсутствуют овраги и наносы в межблоковых понижениях.

Ширина оползневой полосы в значительной степени зависит от высоты чинка. Так, у Кара-Богаз-Гола, где чинк имеет высоту около 320 м, ширина оползневой зоны достигает 5 км. Высота чинка у сора Кайдак 240—260 м, а ширина оползневой зоны 4—4,5 км. На побережье Аральского моря высота чинка от 140 до 200 м, ширина оползневой зоны от 1 до 3 км. На севере при высоте чинка 100 м ширина оползневой зоны не более 1 км, при высоте 170 м — 2—2,5 км.

В зоне развития оползней преобладает циркообразная (дугообразная) конфигурация чинков. Есть цирки размером в десятки километров, а на фоне их развиты более мелкие, размером в несколько сотен метров.

Существенным условием образования оползней является достаточная мощность бронирующих миоценовых известняков, под тяжестью которых образуются оползни. Вопрос этот заслуживает специального исследования, но по приблизительной оценке их минимальная мощность должна быть порядка 5—10 м. В частности, в северо-восточном чинке, севернее Аральского моря, мощность бронирующего покрова на краю плато не превышает первых метров, и поэтому оползней здесь практически нет.

Большую роль в образовании оползней играет количество атмосферных осадков, питающих водоносный горизонт на границе известняков и подстилающих их глин. По мнению Б. А. Федоровича [2], минимум необходимых для этого осадков составляет 300 мм в год. Вероятно, это число завышено: процесс образования оползней зависит не только от общего количества осадков в год, но и от характера распределения их по времени.

Начало формирования чинков относится к послепонтийскому времени, вероятно, к среднему плиоцену [3]. Это была эпоха активной денудационной деятельности, когда уровень Каспийского моря (и соответственно базис эрозии) был ниже современного, вероятно, более чем на 200 м. К тому времени сарматско-понтийское плато занимало значительно большую площадь, чем теперь. В частности, оно простиралось на весь п-ов Бузачи и далеко на север от современного северного чинка. Об этом свидетельствуют останцовые горы Жельтау и др. к северу от Устюрта, а также погребенные под хазарскими и бакинскими отложениями оползни на п-ове Бузачи и в районе Мертвого Култука. Процесс разрушения краевых областей плато шел в основном путем отчленения участков плато глубокими эрозионными ложбинами и разрушения образовавшихся останцов, а также путем постепенной денудации чинков. Следовательно, чинки заложились на некотором расстоянии от современных, а затем под действием агентов денудации чинки отступали и продолжают перемещаться теперь. Конечно, разрушение известнякового покрова плато в первую очередь происходило в ослабленных зонах, там, где мощность его была меньше, т. е. скорее всего в зонах поднятий и разломов, а также на слабо наклонных моноклиналях с большей площадью водосбора и энергичной эрозионной деятельностью.

Бытующее представление, что прямолинейные участки современных чинков совпадают с разломами, неверно. Зародившись в плиоцене на разломе, чинк не оставался на прежнем месте, а за миллионы лет переместился, иногда на многие километры. Например, если и есть разлом, параллельный берегам сора Кайдак, то его следует искать не в современном чинке Устюрта или на кромке п-ова Бузачи, а где-то на середине солончака Кайдак. На востоке, в Приаралье бронирующий покров плато, вероятно, был разрушен прежде всего в зоне крупного меридионального разлома, протягивающегося от п-ова Куланды на юг через острова Возрождения, Лазарева. В настоящее время восточный чинк Устюрта проходит почти параллельно этому разлому, но на 20—30 км западнее, где никакого разрывного нарушения не наблюдается. Лишь в очень редких случаях, если чинк только «добрался» до разлома и пока не отодвинулся от него, он может совпадать с линией разлома.

Надо сказать, что не всегда разрушение бронирующего покрова плато начинается на своде поднятия или на линии разлома. Наиболее крупные денудационные котловины на Устюрте не совпадают ни с теми ни с другими и приурочены к прогибам, а в зоне некоторых крупных разломов и флексур (Центрально-Устюртская зона поднятий) миоценовый покров сохранился до сих пор. Так что далеко не каждый прямолинейный элемент ландшафта обусловлен разрывной тектоникой. При рассмотрении этого вопроса следует учитывать установленную нами для данного региона закономерность: количество разрывных нарушений и их амплитуда сокращаются от тектонически поднятых зон

в сторону прогибов; в осевых частях крупных прогибов, особенно в отложениях палеогена и миоцена, они никем достоверно не отмечались.

Как сказано выше, чинки Устюрта постепенно отступают, и площадь плато сокращается. Процесс этот на разных участках происходит по-разному и с различной скоростью. На участках, где чинк сложен карбонатными породами, разрушение его происходит под действием воды и ветра. Сложнее дело обстоит в протяженной полосе, где развиты оползни. Конечно, и здесь значительную роль играют эрозия и дефляция, но оползневые процессы являются ведущими. Ясно, что самыми древними оползнями будут те, которые наиболее удалены от чинка, и самыми молодыми — верхние, только что отколовшиеся блоки.

Процесс образования и обновления оползней усиливается, если усложняется разрушение нижних блоков. Поэтому наиболее активно оползни развиваются на участках, где подножие чинка омывает море. Так было во времена каспийских плейстоценовых трансгрессий, особенно хвалынской, когда на большом протяжении чинк Северного Устюрта являлся берегом этого моря; так происходило в голоцене вдоль побережья бывших заливов Каспийского моря Кайдак, Мертвый Кулдук, Кара-Богаз-Гол на западе и вдоль Аральского моря на востоке. Автор был свидетелем, когда в 1965 г. на берегу Аральского моря в 40—50 км севернее мыса Актумсык от плато отделился системой трещин массив длиной более 1 км и шириной около 0,5 км. За 7 лет массив сполз вниз на 10—20 м, расколовшись на ряд блоков, разделенных зияющими трещинами.

Можно с уверенностью сказать, что на берегу Кайдака, Мертвого Кулдука, Кара-Богаз-Гола и Аральского моря не сохранились оползни древнее среднеплейстоценовых, и возраст чинка также не древнее среднеплейстоценового, а в основном позднеплейстоценовый и голоценовый. Вместе с тем есть участки, на которых чинк как бы законсервирован. Например, в южных частях овражной системы Сай-Утес промежутики между оползневыми блоками заполнены делювиальными и другими отложениями от подножия до бровки чинка; образовался естественный контрфорс, который препятствует дальнейшему развитию оползней. Аналогичная ситуация наблюдается и на отдельных участках северного чинка. Естественно, что такие участки чинка относительно древнее и имеют раннеплейстоценовый возраст. Еще более древние оползни не могли сохраниться, поскольку в начале плейстоцена, перед бакинской трансгрессией, был этап интенсивной денудации, достигавшей почти такого же размаха, как и в среднем плиоцене.

На берегу Аральского моря оползневые блоки образуют в ряде мест две или три гряды, протягивающиеся на многие километры, при этом некоторые блоки имеют длину до 3 км и ширину до 0,5 км. Эти гряды причудливых очертаний ступенчато спускаются в сторону моря, причем первая гряда протягивается вдоль подножия миоценового обрыва, две другие — параллельно ей.

Между миоценовыми обрывами и первой грядой и между двумя следующими грядами оползней расположены ложбины или котловины. Местами они заполняются водой, образуя небольшие озера. Такие озера встречаются в Аральском чинке севернее и южнее мыса Актумсык. Небольшое озеро есть в Кайдакских чинках севернее оврага Сай-Утес. Межгрядовые ложбины, так же как и замкнутые понижения среди нагромождения отдельных глыб и блоков, служат местом, куда сносятся обломочный материал. В постоянных и временных озерах накапливаются горизонтально-слоистые отложения. В ложбинах и понижениях образуются ровные террасовидные аккумулятивные поверхности. Следы подобной изолированной котловины, заполненной озерными горизонтально-слоистыми песчано-глинистыми отложениями были, в частности, обнаружены в южных частях системы оврага Сай-Утес — в свежем овраге между оползневыми блоками примерно на середине чинка (абс. отм. 100—120 м). Мощность отложений здесь достигает 15 м. Обычно считается, что чем выше терраса, тем она древнее, и в

принципе это правильно. Однако когда мы имеем дело с чинками, где широко развиты оползни, то самые высокие озерные и пролювиальные террасы могут оказаться самыми молодыми, и это надо иметь в виду. Учитывая, что в условиях постоянного обновления Аральского чинка наиболее древние — нижние оползни вряд ли образовались раньше среднего плейстоцена, возраст террасы на отметках около 70 м, о которой много писалось, следует считать никак не древнее позднеплейстоценового. Это согласуется с положениями обстоятельной статьи М. Е. Городецкой [4], посвященной террасам Аральского моря. Вместе с тем следует сказать, что морской террасы с абс. высотой 70—75 м на берегах Аральского моря не существует. Разобщенные террасы на оползнях Аральского чинка расположены на различных уровнях от 70 до 100 м абс. высоты. Они сложены слоистыми и неслоистыми песчано-глинистыми и грубообломочными отложениями озерно-пролювиального генезиса мощностью 5—15 м и явно образовались в межблоковых понижениях. В некоторых озерах могли даже обитать *Cardium edule* L., занесенные водоплавающими птицами из Аральского моря. На северном берегу Аральского моря имеются озерно-аллювиальные поверхности, лишь приблизительно соответствующие уровню 70—75 м, и нигде достоверно не отмечалась морская терраса.

Большую роль в рельефообразовании на плато Устюрт и в прилегающих регионах играют эоловые процессы. Пыльные бури на Устюрте, Мангышлаке и п-ове Бузачи не редкость. Во время бури воздух буквально насыщен пылью, становится мутным. Иногда такие бури продолжаются в течение нескольких дней. За это время переносится и переотлагается большое количество пылевого материала. Ветер играет существенную роль в формировании чинков. В связи с этим обращает на себя внимание разница в характере рельефа западных и восточных чинков Устюрта. Западные чинки при всех равных условиях круче, у их подножия почти повсеместно сформировались бессточные впадины, занятые солончаками (Шомышколь, Кайдак, Тузбаир, Кендырли, Кара-Богаз-Гол, Карашок и др.). Восточные чинки Устюрта более пологие (севернее и южнее Аральского моря, район Сарыкамьшской впадины). В бессточных впадинах на плато (Косбулак, Барсакельмес и др.) восточные берега также высокие и обрывистые, а западные — пологие, прекрытые песком. Такая закономерность объясняется, вероятно, преобладанием юго-восточных ветров. Они навевая песок и пыль на склоны восточной экспозиции, а у подножия уступов западной экспозиции образуют завихрения, благодаря чему поднимаются и выносятся пылеватые частицы и вырабатываются замкнутые понижения. Возможно, наряду с эоловыми действуют и другие процессы.

Южнее Аральского моря восточный чинк омоложен деятельностью р. Амударьи, которая в позднеплейстоценово-голоценовое время подходила к чинку и подмывала его, о чем свидетельствуют развитые здесь молодые аллювиальные отложения. В этой связи следует считать маловероятным сохранение здесь верхнеплиоценовых отложений, прислоненных к подножию чинка на высотах около 80 м. Скорее всего встречающиеся местами песчано-галечниковые образования, которые предположительно относят к верхнему плиоцену, значительно более молодые и связаны с деятельностью р. Амударьи в позднем плейстоцене.

Южный край плато Устюрт имеет сложную конфигурацию в виде протяженных субмеридиональных языков-выступов (например, Капланкыр). Здесь наблюдается четкая закономерность: западный чинк крутой, обрывистый, сложен миоценовыми и меловыми породами, у подножия чинка — бессточная солончаковая ложбина (например, Карашор). Восточный чинк пологий и сложен, как правило, только миоценовыми породами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Шлезингер А. Е., Плещеев И. С. История формирования рельефа Мангышлака и связь его с основными тектоническими структурами. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. XXXIV (3), с. 14.

2. Федорович Б. А. Древние реки в пустынях Турана.—Материалы по четвертичному периоду в СССР. Вып. 3. М., 1952, с. 10.
 3. Луппов Н. П. О среднеплиоценовом этапе в геологической истории Закаспия.—Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1963, т. 109, с. 27.
 4. Городецкая М. Е. О террасах Аральского моря.—Геоморфология, 1978, № 1, с. 46.
- Космоаэрогеологическая экспедиция № 1
ВНПО «Аэрогеология»
- Поступила в редакцию
8.VI.1982

USTYURT PLATEAU SCARPS MORPHOLOGY AND AGE

PLESHCHEEV I. S.

Summary

The Ustyurt Plateau scarps (so called «Chynks») morphology is controlled by the rocks lithology and tectonics. The Upper Cretaceous, Paleogene and Neogene carbonate rocks form precipices and steep slopes with steps. If Miocene limestones overlie the Oligocene sands and clays, landslides are developed. The landslide zone is up to 5 km wide, which depends on the scarp height. The scarps age differs at different places, but it is not older than Early Pleistocene, as an active and deep erosion preceded the Bakinian transpression. The parts of scarps washed by the Quaternary seas are still younger, mostly of Late Pleistocene and Holocene age, and not older than Middle Pleistocene.

УДК 551.4 : 528.067.4 (575.3)

СЛАДКОПЕВЦЕВ С. А.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ГИССАРО-АЛАЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

При использовании в геоморфологическом картографировании космических фотоизображений были отмечены следующие важные их особенности: большая информативность по отношению к морфологическим и морфоструктурным характеристикам рельефа, более скромные возможности при выделении генетических однородных поверхностей и ограниченность данных историко-генетического характера [1]. Исходя из этого можно сказать, что наибольший объем новой информации о рельефе космические снимки дают для районов, при геоморфологическом картографировании которых по тем или иным причинам преобладал «возрастной» подход. При этом внедрение новых методов картографирования должно иметь и важное практическое значение, поскольку недостаточная обеспеченность районов морфогенетическими геоморфологическими картами сильно затрудняет оценку условий рельефа при решении вопросов инженерного, гидромелиоративного и сельскохозяйственного освоения.

На наш взгляд, с точки зрения целесообразности изучения рельефа на основе космических снимков одним из перспективных районов является Таджикистан, в геоморфологическом картографировании которого многие годы доминировал хронологический принцип [2].

Ниже изложены основные результаты изучения рельефа территории Гиссаро-Алая с использованием космических снимков, полученных с ПОС «Салют-6» и ПКК «Союз-22» [3]. В ходе работ были составлены схема разломов, отдешифрированных на космических снимках (рисунок), и морфогенетическая схематическая геоморфологическая карта. При разработке легенды карты информация, полученная с космических снимков, была дополнена сведениями о крутизне склонов и возрасте отдешифрированных категорий рельефа.

Морфоструктурный план. Несмотря на активные и контрастные новейшие движения земной коры, даже основные разрывные нарушения Гиссаро-Алая имеют сложное выражение в рельефе и не всюду хорошо