

4. Чистяков А. А., Щербаков Ф. А. Проблемы динамической седиментологии. Итоги науки. Общая геология. Т. 26. М.: ВИНТИ, 1989. 110 с.
5. Шимкус К. М., Евсюков Ю. Д., Соловьева Р. Н. Подводные террасы нижней части зоны шельфа Черного моря и их природа//Геолого-геофизические исследования преокеана. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1980. 83—90 с.
6. Айбулатов Н. А. Динамика твердого вещества в шельфовой зоне. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 270 с.
7. Ионин А. С., Пырличев Д. Г., Маловицкий Я. П. и др. Основные особенности геоморфологии дна//Геология и гидрология западной части Черного моря. София; Изд-во Болгарской АН, 1979. 44—60 с.
8. Caulet Y. P. Les sediments organogenese du precontinent Algerien//Mem. Mus. Natur. Histor. Nouv. se. Paris. 1972. V. 25. P. 156.
9. Ingersoll R. V., Graham S. A. Recognition of the shelf-break along ancient, tectonically active continental margins//Soc. Econ. Paleontol. and Miner., spec. publ. 1983. № 33. P. 441.
10. Девдариани А. С., Акивис Т. М. Осадконакопление на окраинах океанов атлантического типа. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1989. 116 с.

Институт океанологии РАН

Поступила в редакцию  
26.VI.1990 г.

## SOME SPECIAL FEATURES OF THE SHELF'S EDGE

F. A. SHCHERBAKOV

### S u m m a r y

Some special features of morphostructure and morphosculpture are discussed which are typical of the shelf's edge, that is of the transitional zone from the continental shelf to the continental slope. Morphometrical data on the shelf's edge depth are summarized from many regions of the ocean and used as a basis of the edges' classification; various edges distribution is assessed on shelves differing in morphostructure. Some features of the edge's mesorelief are discussed; they are considered to be morphosculptural characteristics of the ocean floor zone under consideration. The most distinct in morphostructure are edges of the so-called glacial shelves, while edges of oceanic shelves differ essentially from those of internal seas on the morphosculpture.

УДК 551.43(665.2)

В. М. ЯКУШЕВ

## О ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ МАВРИТАНО-СЕНЕГАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ (территория Республики Гвинея-Бисау)

Более половины территории Республики Гвинея-Бисау сложено осадочными породами южной периферической части обширной Мавритано-Сенегальской впадины. К юго-западу за пределами суши впадина выклинивается; подобные впадины, развитые по периферии Африканской платформы и открытые в сторону океана, В. Е. Хаин называет периокеаническими [1]. Их заложение и развитие связаны с крупными разломами, определившими современный контур африканского континента.

Мощность меловых и палеоген-неогеновых пород, залегающих на палеозойском цоколе Мавритано-Сенегальской впадины в краевой части шельфа Гвинеи-Бисау превышает 5 тыс. метров. Они описаны в литературе достаточно хорошо [2, 3 и др.]. Нас же интересует лишь самая верхняя — подвергавшаяся денудации часть разреза рыхлых отложений, слагающих аккумулятивную равнину. Большая часть поверхности последней сложена типично морскими верхнемиоценовыми

серыми, зеленовато- и голубовато-серыми комковатыми бейделлитовыми глинами с небольшими прослоями рыхлого мелкозернистого кварцевого песка. В верхних частях разреза среди глин встречаются прослои лигнитов. Мощность глин с типичными верхнемиоценовыми фораминиферами обычно составляет 10—15 м.

В северной части Гвинеи-Бисау на этих глинах залегают пестроцветные песчано-глинистые породы верхнего миоцена-плиоцена (верхи этой толщи, судя по остаткам позвоночных, не моложе позднего плиоцена). Французскими исследователями эти континентальные породы традиционно выделяются под названием *Continental terminale* [4, 5]. На территории Гвинеи-Бисау они изучены слабо, хотя уже в 1960-е годы Ж. Тейшейра указывал на их широкое распространение [6]. Мощность этих пород, представленных пестрыми (розовыми, желтыми, белыми) кварцевыми глинистыми песками, нередко переходящими в гидрослюдисто-каолинитовые глины, обычно находится в пределах первых десятков метров.

Важнейшую роль в рельефообразовании играли процессы педипленизации, первое проявление которых имело место в раннем миоцене [7, 8]. А поскольку педипленизация шла непрерывно в течение всего миоцена, а затем плиоцена и квартера, то педипленизированной оказалась вся поверхность равнины, независимо от времени формирования морских толщ и их вывода в результате регрессии на поверхность. Что же касается покровных образований *Continental terminale*, формирование которых шло в интервале от позднего миоцена до конца плиоцена [9], то их присутствие на поверхности миоценовых морских пород практически никак не сказалось на ходе процессов педипленизации: будучи не более физически устойчивыми, чем подстилающие породы, они в равной с ними степени денудировались в течение всего времени педипленизации.

Исходная аккумулятивная поверхность представляла собой плоскую монотонную равнину с абс. отметками 55—59 м на востоке и 10—15 м на западе. Слагающий ее мало устойчивый к денудации рыхлый аккумулятивный материал легко выносится водными потоками в период дождей. Снос взвеси и обломочного материала на первом этапе происходил по очень широким (сотни метров) и полого котловинам, которые кое-где сохранились до сего времени и достаточно отчетливо различимы в рельефе. Углублялись котловины на 5—15 м от уровня исходной поверхности. В сезон дождей и сегодня можно видеть заполняющие такие котловины широчайшие водные потоки. Сброс вод по котловинам со всей площади равнины происходил до тех пор, пока появившиеся педименты не создали сначала систему промоин, а затем широких депрессий, способных пропустить всю массу воды в бассейн сноса.

Отметим, что появление первых педиментов было связано с нарушением сплошности аккумулятивного покрова по унаследованным разломам древнего субстрата; денудация, а затем и вынос материала в таких местах были облегчены. Сливаясь, первые педименты давали начало новой, теперь уже денудационной поверхности — педиплену. Для формирования педиплена на аккумулятивной равнине характерен тот же процесс параллельного отступления склонов, что известен для территорий, сложенных прочными породами или рыхлыми остаточными образованиями, защищенными устойчивой к денудации латеритной кирасой. Но отсутствие такой кирасы на осадочных породах привело к образованию здесь сглаженных склонов, а не четко выраженных уступов.

В настоящее время сохранившиеся от денудации реликты исходной аккумулятивной поверхности встречаются ограниченно. Это ровные субгоризонтальные участки протяженностью от сотен метров до нескольких километров (рис. 1). В их пределах отчетливо различаются упоминавшиеся котловины сноса — очень ровные, полого наклоненные поверхности, обычно закрытые слоем покровного суглинка, местами имеющего мощность до 8 м, и усеянные многочисленными термитниками.

Как и реликты исходной аккумулятивной поверхности, они ограничены склонами, крутизна которых составляет обычно 3—6°, реже достигает 10°. Денудация

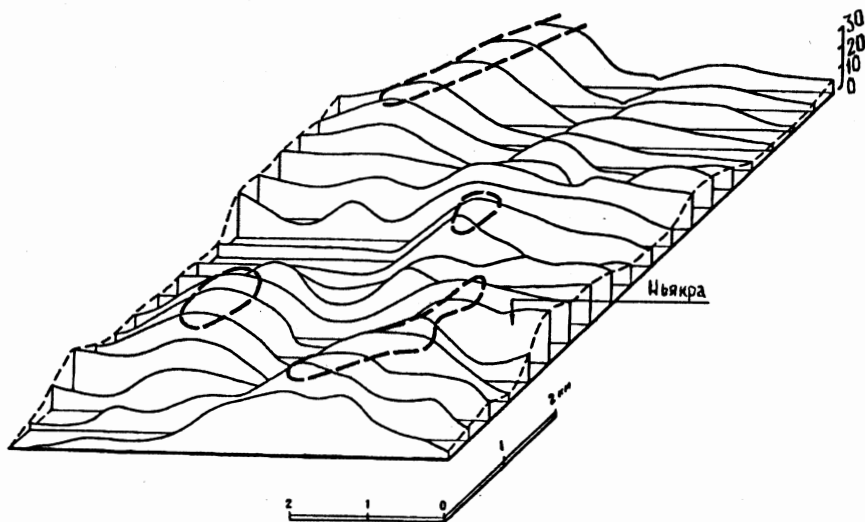


Рис. 1. Перспективный блок-профиль аккумулятивно-денудационной равнины северо-восточнее г. Бисау. Пунктиром околонтурены останцы исходной аккумулятивной поверхности

склонов активна и в настоящее время, заметно снижаясь только на участках, где рыхлые образования связаны гидроксидами железа в относительно плотную массу (такие участки являются более крутыми). Останцы исходной аккумулятивной поверхности (включая и котловины сноса) занимают 10—15% территории; прочая ее часть представлена денудационными поверхностями.

Границы субгоризонтальных участков и склонов трудноразличимы. Из-за слабой механической устойчивости горных пород все элементы рельефа значительно сглажены, «зализаны». Что же касается собственно педиплена, то, вероятно, на первых этапах формирования он был достаточно выровненным; но в дальнейшем, в связи с началом формирования речных долин его строение усложнилось, он был в значительной степени эродирован. В сегодняшнем рельефе разница абс. высот педиплена и исходной аккумулятивной поверхности варьирует в пределах от 15 до 25 м, в зависимости от высот местных базисов денудации на конкретных участках территории, а также от уклонов педиплена в сторону речных долин.

Исследования показали, что эрозионные депрессии (ложе речных долин) формировались практически на тех же участках, где шло образование первых педиментов — в местах проявления в осадочном чехле унаследованных тектонических нарушений. Результаты дешифрирования аэрофотоснимков доказывают непосредственную связь речных долин с разломами [10]. Многие участки рек следуют направлениям тектонических нарушений (рис. 2). Таким образом, рисунок речной сети был предопределен наличием многочисленных долгоживущих тектонических нарушений, имеющих преимущественно северо-восточную и северо-западную ориентировку.

Речная сеть в пределах аккумулятивной равнины весьма густая. По нашим подсчетам, долины (придолинные склоны и территории, покрытые аллювием) составляют 62% площади равнины. Формирование речных долин началось в позднем миоцене; накопление же пород аллювиального комплекса происходило начиная с плиоцена [11, 12]. Сейчас аллювий покрывает от половины до двух третей площади речных долин, где отчетливо выделяются русло, пойма, высокая пойма, первая надпойменная терраса. Отложения более древних террасовых уровней на сегодня нигде не обнаружены.

Очень пологий уступ первой надпойменной террасы высотой до 10 м постепенно

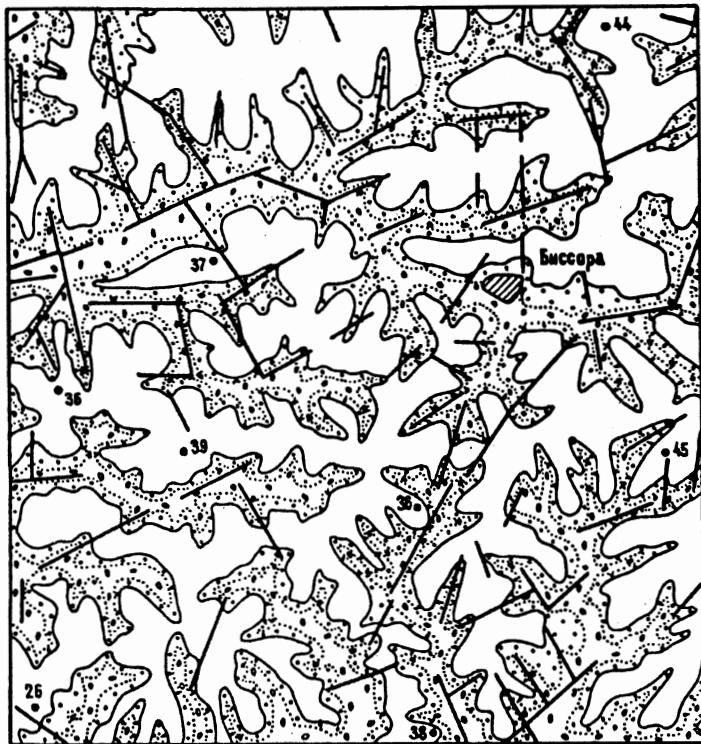


Рис. 2. Схема, демонстрирующая влияние тектонических нарушений в осадочном мезозойско-кайнозойском покрове на ориентировку речной сети в пределах одного из участков аккумулятивно-денудационной равнины в северной части Республики Гвинея-Бисау  
 1 — склоны речных долин; 2 — аллювиальные равнины днищ долин; 3 — водораздельные поверхности и отметки их наиболее высоких участков; 4 — тектонические нарушения

переходит в ее плоскую площадку шириной до 2 км; тыловой шов неразличим. С поверхности терраса сложена светлосерым или буровато-серым илесто-глинистым материалом. Светлая окраска поверхности террас на фоне коричневато-бурых тонов, характерных для водоразделов и склонов долин, позволяет устанавливать границы аллювиальных комплексов на аэрофотоснимках.

Для крайней западной части равнины характерно наличие обширных эстуариев, распространяющихся в глубь страны. Их ширина в приустьевой части нередко достигает 4 км. Появление подобных эстуариев было предопределено погружением западной части равнины и подтоплением долин; влияние приливно-отливных процессов ощущается на десятки километров вверх по рекам.

Таким образом, присутствие в рельефе как останцов исходной аккумулятивной поверхности, так и разновысотных останцов, принадлежащих поверхностям котловин стока, наличие склонов, связывающих эти останцовые поверхности с субгоризонтальными и наклонными участками педиплена, а также склонов, врезанных в педиплен речных долин и террасовых уровней, — все это, перемежаясь в различных сочетаниях, образует достаточно пестрый рельеф Мавритано-Сенегальской впадины.

В пределах шельфа наблюдается практически же та картина. Морское дно

здесь представляет собой полого-волнистую поверхность с перепадом высот в пределах полутора-двух десятков метров. Фактически мы имеем дело с опустившейся ниже уровня моря аккумулятивной равниной [8]. Подводный рельеф имеет такие же сглаженные очертания, четко выражены продолжения долин, берущих начало на суше. Лишь вытянутые вдоль подводных долин конусы выноса несколько затушевывают их конфигурацию. Подводные части долин крупнейших рек прослеживаются практически в пределах всего шельфа и иногда переходят в каньоны материкового склона. Рельеф дна шельфовой зоны в районе прибрежных островов аналогичен рельефу островной суши, в свою очередь совершенно очевидно являющейся частью равнины. Дно всюду покрыто сплошным слоем неконсолидированных илесто-глинистых и песчаных пород. Вдоль побережья в зонах мангровой растительности значительно развиты черные илы, переполненные растительными остатками.

Поверхностное ожелезнение в пределах равнины не доходит до стадии формирования мощных и крепких латеритных покровов, хотя содержание гидроксидов железа в них нередко достигает 50%. Весьма часты рыхлые скопления железистых пизолитов, а также альвеолярных (трубчатых, ноздреватых) железистых образований, своим происхождением чаще всего обязанных деятельности термитов. Их мощность варьирует в значительных пределах, но чаще всего она составляет 6—8 м. Такие породы занимают на поверхности равнины большие площади; но они обычно фиксируют поверхность уже сформировавшегося рельефа и, лишь несколько задерживают современные процессы денудации. Встречаются и очень крепкие породы, как, например, монолитные железистые песчаники и брекчии, приуроченные к локальным понижениям — промоинам, ложкам. В их массе хорошо различимы разновеликие обломки разнообразных (в том числе железистых) пород, встречающихся на поверхности равнины, зерна кварца, переротленные пизолиты и др. Кластический материал связан массивной или мелкопористой гетит-гидрогетитовой массой. Подобные прочные кластические образования встречаются также на первой надпойменной террасе и высокой пойме.

Таким образом, геоморфологическое строение южной части Мавритано-Сенегальской впадины в пределах территории Республики Гвинея-Бисау в целом весьма однообразно. Здесь практически различимы лишь исходная аккумулятивная равнина и педиplen; последний осложнен врезанными в нее речными долинами с комплексом аллювиальных осадков.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М.: Недра, 1971. 200 с.
2. Мамедов В. И. Геология и полезные ископаемые Республики Гвинея-Бисау. Бисау: Министерство природных ресурсов РГБ, 1980. 90 с.
3. Селиверстов Ю. П. Ландшафты и бокситы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1983. 262 с.
4. Carte geologique du Senegal (1:500 000). Serv. mines et geol.: BRGM. 1962. P. 36.
5. Sprindler A., Castelain C., Cauvin J., Leroy M. Le bassin secondaire-tertiaire du Senegal//Bas. sed. littoral afric. Simposium ACGA. New Delth, 1966. P. 80—97.
6. Teixeira J. E. Geologia da Guine Portuguesa. Curso de geologia do Ultramar//Junta invest. ultram. Fac. Sci. Lisboa 1968. V. 1. P. 53—105.
7. Кинг Л. Морфология Земли. М.: Прогресс, 1967. 559 с.
8. Якушев В. М. Поверхности выравнивания на территории Республики Гвинея-Бисау//Геоморфология. 1989. № 1. С. 96—107.
9. Castro A. Notes sobre a degradacao dos solos na Guine Portuguesa//Bol. Cultur. Guine Port. Bissau, 1951. № 6 (22). P. 371—397.
10. Scanvic J. Y., Vyain R. Interpretation photogeologique de la Guine. Orlean: BRGM, 1979. 56 p.
11. Michel R. Les bassins des fleuves Senegal et Gambie; Etides geomorphologique. P.: Mem. ORSTOM, 1973. № 63. P. 752.
12. Якушев В. М. К литологии аллювия правобережных притоков Нигера (Западная Африка)//Литология и полез. ископаемые. 1971. № 1. С. 110—112.