

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА МАТЕРИКОВЫХ ОКРАИНАХ АТЛАНТИЧЕСКОГО ТИПА.

Аквивис Т.М.

Институт океанологии им. П.П.Ширшова РАН

e-mail: akivis@ocean.ru

Материковые окраины атлантического типа характеризуются широкими шельфами и относительно пологими континентальными склонами, которые постепенно переходят в материковое подножие и, далее, плавно сопрягаются с абиссальной равниной. Т.е. континентальная окраина имеет форму террасы, которая образована мощной толщей в основном согласно залегающих кайнозойских и мезозойских отложений. Эти отложения заполняют огромный прогиб, в основании которого континентальная кора сменяется океанической. Окраины атлантического типа окаймляют почти полностью Атлантический, Индийский и Северный Ледовитый океаны.

Ведущую роль в формировании и развитии окраин атлантического типа играет осадконакопление, основную роль в котором играет терригенный обломочный материал. Изучение его переноса и осаднения составляет основной предмет литодинамики [1]. В работе описана математическая модель литодинамических процессов, ответственных за эволюцию материковых окраин атлантического типа в геологическом масштабе времени. Модель построена при существенных ограничениях, поэтому она воспроизводит лишь крупномасштабные процессы, показывая основные закономерности развития.

Рассматривается двумерная задача в виде профиля, нормального к основному направлению бровки шельфа. Внешние воздействия полагаются неизменными во времени.

На рис. 1 показана геоморфологическая схема материковой окраины атлантического типа и система координат, которая будет использоваться в дальнейшем.

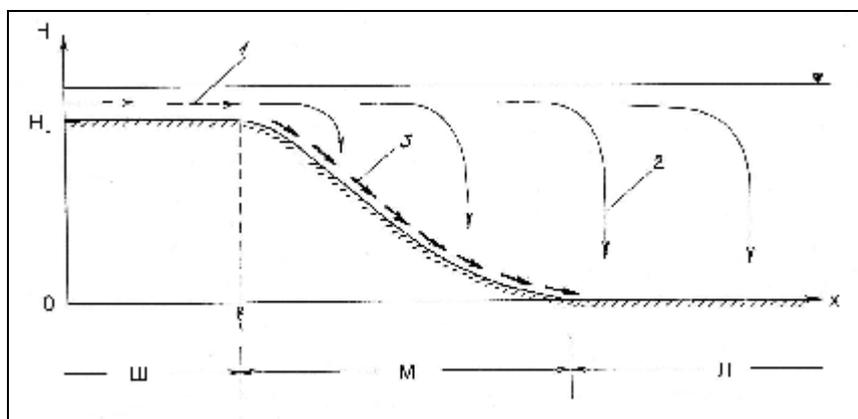


Рис. 1. Геоморфологическая схема материковой окраины атлантического типа. Ш- шельф, М- материковый склон и подножие, Л – ложе океана. 1, 2, 3 – направления переноса обломочного материала на шельфе, континентальном склоне и в основной толще океана, соответственно.

Условие неразрывности потока обломочного материала на континентальной окраине приводит к уравнению типа теплопроводности [2]:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \alpha^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + qe^{-k(x-\xi(t))}. \quad (1)$$

Первый, диффузионный член правой части уравнения (1) определяет вклад переноса обломочного материала в донной контактной зоне с коэффициентом разноса α^2 , а второй, экспоненциальный член – вклад обломочного материала, поступающего в донную

контактную зону из основной толщи океана, равный q на бровке шельфа $\xi(t)$ и убывающий экспоненциально с удалением от нее.

Пологая абиссальная равнина, в которую переходит континентальный склон, может быть аппроксимирована горизонтальной прямой. Это позволяет выбрать граничное условие справа в виде:

$$H(x, t) \rightarrow 0 \text{ при } x \rightarrow \infty.$$

Пологий шельф также аппроксимируется горизонтальной прямой, расположенной на высоте H над абиссальной равниной. По этой прямой перемещается, вследствие размыва или осадконакопления, бровка шельфа, $\xi(t)$, что приводит к следующим условиям на подвижной левой границе:

$$H(\xi(t), t) = H_s, \quad \frac{dH(\xi(t), t)}{dt} = 0.$$

Начальное условие представляет собой функцию $H(x, 0) = H_0(x)$, описывающую начальный профиль континентальной окраины.

К сожалению, определить вид начальной функции в общем случае невозможно, поскольку нет никаких данных об очертании реального начального профиля. Поэтому большой интерес представляет асимптотическое решение при больших значениях времени t . Оказывается возможным найти аналитическое решение вида $H(x - ut)$, которое представляет собой простейший случай автомодельности:

$$H(x - ut) = \begin{cases} H_s, & x \leq ut \\ \frac{H_s}{1 - \frac{\alpha^2 k}{u}} \left(e^{-k(x-ut)} - \frac{\alpha^2 k}{u} e^{-\frac{u}{\alpha^2}(x-ut)} \right), & x > ut \end{cases} \quad (2)$$

Это решение определяет поступательное выдвигание материковой окраины в океан параллельно самой себе, с постоянной скоростью $u = \frac{q}{H_s k}$, которую можно найти из закона сохранения массы обломочного материала.

Из решения (2) видно, что при заданной глубине H_s форма материкового не зависит от формы начального профиля, а определяется параметрами поступления обломочного материала с шельфа и его переноса в основной толще океана и в придонной зоне.

Пример такого решения, а также сейсмопрофилей атлантической окраины Африки, сходных с полученными в результате моделирования [3], показаны на рис. 2.

Преобразование начального профиля материковой окраины к автомодельному может происходить посредством переходных процессов, тип которых зависит от соотношения начальной крутизны ее профиля и автомодельного профиля, соответствующего входным параметрам модели. Возможны переходные процессы как с возрастанием (выдвигание), так и с убыванием (размыв) крутизны профиля.

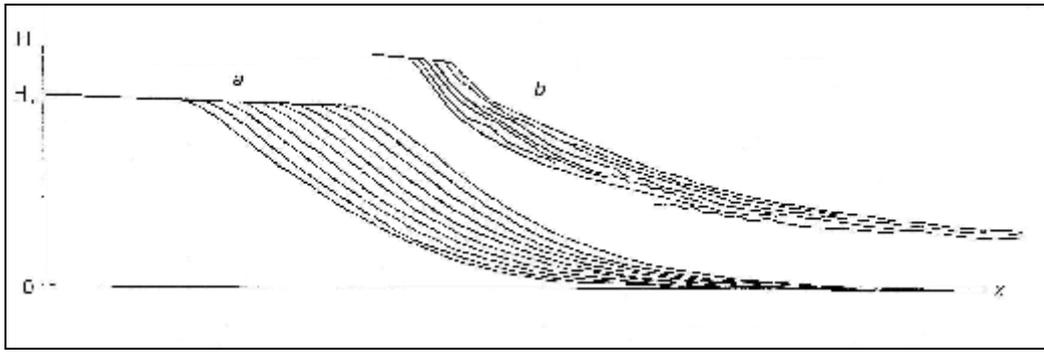


Рис. 2. Автомодельный режим выдвигания материковой окраины: а – в модели, б – на сейсмоакустическом разрезе.

В реальных условиях осадконакопление сопровождается гравитационным уплотнением осадочной толщи за счет веса осадков. В качестве первого приближения была принята эмпирическая экспоненциальная зависимость пористости ε от глубины залегания осадка:

$$\varepsilon = \varepsilon_0 e^{\kappa(H-z)},$$

учет которой приводит к следующему уравнению для профиля материковой окраины

$$\frac{\partial H}{\partial t} = \frac{1 - \varepsilon_0}{1 - \varepsilon_0 e^{-\kappa(H-H_0)}} \left(\alpha^2 \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + q e^{-k(x-\xi(t))} \right) \quad (3)$$

Для расчетов были выбраны параметры, соответствующие реальным диапазонам их изменений в природе. В качестве высоты бровки шельфа над ложем океана была выбрана типичная величина $H_s = 5$ км. По оценкам различных авторов, за типичную величину уклона верхней части материкового склона можно принять 0,06. По немногим имеющимся данным, средняя скорость выдвигания бровки шельфа составляет 3-5 мм/год. Приведенные геометрические и кинематические параметры позволяют определить диапазон параметров модели α^2 , q и k , при которых достигается согласование результатов моделирования с очертаниями типичных реальных профилей: $q \approx 1$ мм/год, $k \approx 0.025$ км⁻¹, $\alpha^2 \approx 100$ км²/млн.лет. Для параметров гравитационного уплотнения также были выбраны типичные величины: $\varepsilon_0 = 0.7$, $\kappa = 0.4$ км⁻¹.

Результаты расчетов эволюции материковой окраины с учетом гравитационного уплотнения показаны на рис. 3.

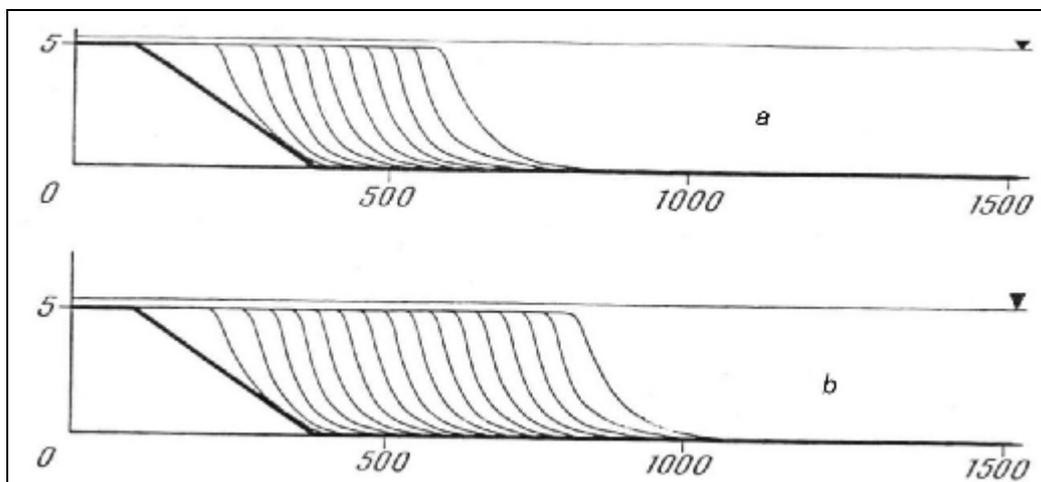


Рис. 3. Эволюция материковой окраины с учетом гравитационного уплотнения осадочной толщи: а – через 100 млн. лет, б – через 160 млн. лет. По оси ординат – глубина в км, по оси абсцисс – расстояние в км.

Существенным здесь является то, что уравнение (3) также приводит к автомоделному решению для профиля материковой окраины, которая выдвигается параллельно самой себе с постоянной скоростью, сохраняя не только очертания профиля дна, но и структуру осадочной толщи. Однако гравитационное уплотнение осадков приводит к существенному уменьшению скорости выдвигания материковой окраины и к увеличению вогнутости ее профиля.

Литература.

1. Лонгинов В.В. Очерки литодинамики океана. М. «Наука», 1973, 244 с.
2. Девдариани А.С., Акивис Т.М. Осадконакопление на окраинах океанов атлантического типа. М., 1989, 118 с.
3. Uchupi E., Emery K.O., Bowin C.O., Phillips J.D. Continental margin of Western Africa. AAPG Bull., 1976, 60(5), 809-878.