

УДК 551.244

В. О. МИХАЙЛОВ

МАТЕМАТИЧЕСКИЙ МЕТОД РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Рассмотрена математическая постановка задачи восстановления скорости тектонических движений по данным о мощности, возрасте и фациальном составе осадочных слоев. Обсуждаются вопросы единственности, методы численного решения, приведен пример применения построения методики к анализу Терско-Сунженского краевого прогиба. Полученные данные дают новую информацию об эволюции этой области. Обсуждаются две возможные геодинамические модели образования внешних краевых прогибов.

Введение. Основную информацию о тектонических движениях, происходивших в предшествующие геологические эпохи, доставляет метод палеотектонического анализа. Предложенный в [1] метод получил дальнейшее развитие [2—4 и др.] и в настоящее время его формулировка сводится к следующему [3].

1. Мощность слоя дает представление о суммарном движении, не давая деталей о колебаниях, происходивших за время с начала формирования подошвы изучаемого пласта до времени формирования подошвы вышележащего слоя.

2. Если фациальный состав осадочных слоев не менялся, то накопленная мощность отложений равна перемещению поверхности за время их накопления. Если фациальный состав сменился, то необходимо учесть изменение глубины осадконакопления.

3. Необходимо учитывать изменение мощности в процессе складкообразования (хотя методика такого учета отсутствует).

Исходной информацией для применения метода являются данные о мощности, абсолютном возрасте и фациальном составе слоев. Кроме коррекции за изменение мощности пласта в процессе деформирования в ряде случаев необходимо учитывать поправку за уплотнение слоев. Для восстановления тектонической компоненты необходимо также учесть изостатическую составляющую погружения и составляющую, связанную с изменением уровня моря. Результатом применения метода палеотектонического анализа являются значения скоростей вертикальных движений, осредненные за период формирования данного слоя.

Настоящая работа посвящена теории палеотектонического анализа, рассмотрение которой было начато в [5]. Обсуждаются численные методы восстановления скоростей тектонических движений, приведен практический пример построения палеореконовструкций на ЭВМ. Рассмотренный в работе метод позволяет восстанавливать истинные (неосредненные) скорости перемещения как функции пространственных координат и времени.

Исходные данные. В качестве исходных данных должен быть задан геологический разрез, т. е. в момент времени $t=T$ задано положение границ разреза $z_1(x, T), z_2(x, T), \dots, z_n(x, T)$, положение дневной поверхности $z^*(x, T)$ и фундамента $z_0(x, T)$ (или любой границы, принятой за основание модели). Для упрощения выкладок рассмотрен двухмерный (профильный) вариант задачи. Никаких принципиальных трудностей для перехода к трехмерному варианту в данном случае не имеется. Должен быть задан возраст слоев t_i ($i=0, 1, \dots, n$), т. е. для каждого слоя, распо-

ложенного между пластинами $[t_{i-1}, t_i]$, в течение которого в момент времени t_i его рельеф фиксирован.

Литологический состав (дна моря) в момент времени t_i известен приближенно в пределах, известных пределы, рельеф: $z_i^h(x) \geq z_i(x)$.

Постановка задачи. Основания модели являются составляющие и скорость осадконакопления, дополнительное задание дневной поверхности под действием силы развития, выравнивания поверхности $\lambda \partial^2 z^* / \partial x^2$. Подробности для крупномасштабного чехла — в [7].

Для получения во времени необходимой механической модели линейно-

$$\frac{\partial z^*}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}$$
$$\frac{\partial z_i}{\partial t}$$

В качестве начальных условий $z^*(x, t_0)$ и $z_i(x, t_i) = z^*(x, t_i)$ на конечном основании массы через боковые границы от вязкости поведение материи на поверхности частиц т. е. рельеф исходит его рельефа.

Условимся геологическое основание U_0 осадконакопления формирования.

Обратной $W_0(x, t)$ и, видимо, знать рельефа палеорельефа этой задачи анализа.

ложеного между поверхностями $z_{i-1}(x, T)$ и $z_i(x, T)$, задан период времени $[t_{i-1}, t_i]$, в течение которого он формировался. Будем предполагать, что в момент времени $t=t_i$ поверхность i -го слоя совпадала с дневной поверхностью (дном моря): $z_i(x, t_i)=z^*(x, t_i)$, иными словами, в той части профиля, где поверхность i -го слоя не подвергалась размыву при $t>t_i$, его рельеф фиксирует современное положение тех точек среды, которые в момент времени $t=t_i$ располагались на дневной поверхности.

Литологический состав слоев позволяет судить об условиях их формирования, в частности восстанавливать положение дневной поверхности (дна моря) в моменты времени $t=t_i$. Обычно оценка палеорельефа является приближенной, поэтому в общем случае следует считать, что известны пределы, в которых в момент времени t_i располагался палеорельеф: $z_i^H(x) \geq z_i(x, t_i) \geq z_i^B(x)$ (ось Z направлена вниз).

Постановка задачи. Пусть в момент времени $t=t_0$ задано положение основания модели $z_0(x, t_0)=z^*(x, t_0)$, заданы вертикальная и горизонтальная составляющие скорости его перемещения $W_0(x, t)$, $U_0(x, t)$ ($t_0 \leq t \leq T$) и скорость осадконакопления $\varphi(x, t)$, равная скорости поступления дополнительного материала на верхнюю границу $z^*(x, t)$. Кроме того, на дневной поверхности происходит разрушение и переотложение материала под действием поверхностных процессов. Для структур, характерное время развития которых 10^6 лет и более, допустимо считать, что скорость выравнивания поверхности прямо пропорциональна градиенту рельефа — $\lambda \partial^2 z^* / \partial x^2$. Подробный анализ такой модели эволюции дневной поверхности для крупномасштабных структур сделан в [6], для структур осадочного чехла — в [7].

Для получения уравнений эволюции границ геологического разреза во времени необходимо задать математическую модель среды, входящие в нее механические параметры, начальные и граничные условия. Для модели линейно-вязкой жидкости эти уравнения имеют вид [6]

$$\begin{aligned} \frac{\partial z^*}{\partial t} &= \lambda \frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2} + \varphi + W_0 - U_0 \frac{\partial z^*}{\partial x} - \frac{\partial U_0}{\partial x} (z^* - z_0) + \psi^*(z^*, z_0, z_k, \mu_k, \rho_k), \\ \frac{\partial z_i}{\partial t} &= W_0 - U_0 \frac{\partial z_i}{\partial x} - \frac{\partial U_0}{\partial x} (z_i - z_0) + \psi_i(z^*, z_0, z_k, \mu_k, \rho_k), \\ \frac{\partial z_0}{\partial t} &= W_0 - U_0 \frac{\partial z_0}{\partial x} \quad i, k=1, 2, \dots, n. \end{aligned} \quad (1)$$

В качестве начальных условий должны быть заданы функция $z_0(x, t_0)=z^*(x, t_0)$ и моменты времени t_i , в которые формируется кровля i -го слоя $z_i(x, t_i)=z^*(x, t_i)$. В качестве граничного условия при решении задачи на конечном отрезке в [6] использовалось условие отсутствия потока массы через боковые границы. Функции ψ^* и ψ_i содержат члены, зависящие от вязкости (μ_k) и плотности (ρ_k) слоев, и описывают реологическое поведение материала. В данной постановке скорость перемещения дневной поверхности не равна скорости движения расположенных в ее окрестности частиц среды. Если в некоторый момент $t>t_i$ $z_i(x, t) < z^*(x, t)$, т. е. рельеф i -го слоя выходит на уровень дневной поверхности, то происходит его размыв и следует положить $z_i(x, t)=z^*(x, t)$.

Условимся называть прямой задачей вычисление положения границ геологического разреза $z_i(x, T)$ по данным о скоростях перемещения основания $U_0(x, t)$, $W_0(x, t)$, механическим параметрам среды, функции осадконакопления $\varphi(x, t)$, скорости размыва λ и отметкам времени t_i формирования этих поверхностей.

Обратной задачей будем называть определение функций $U_0(x, t)$, $W_0(x, t)$ и, возможно, механических параметров μ_k , ρ_k , для чего необходимо знать рельеф слоев $z_i(x, T)$, $z^*(x, T)$, их возраст t_i и положение палеорельефа $z^*(x, t_i)$ в моменты времени $t=t_i$. Такая постановка обратной задачи не отличается от принятой в методе палеотектонического анализа.

Исследуем сначала более простой случай, когда в уравнениях (1) можно пренебречь членами ψ^* , ψ_i (для линейно-вязкой жидкости это означает, что члены, зависящие от вязкости слоев, малы и, например, при $U_0(x, t) = 0$ перемещение частиц, расположенных у дневной поверхности, равно скорости перемещения фундамента).

Анализ единственности решения обратной задачи. Рассмотрим следующий пример. Пусть осадочный разрез состоит из двух слоев, рельеф кровли которых $z_1(x, T)$ и $z^*(x, T)$, рельеф фундамента $z_0(x, T)$, интервал времени формирования первого слоя $[t_0, t_1]$, второго $[t_1, T]$. Пусть известен палеорельеф $z^*(x, t_0)$, $z^*(x, t_1)$ и перерывы в осадконакоплении отсутствуют и пусть z_0 , z_1 , z^* являются однозначными функциями координаты x . Рассмотрим, может ли быть получена данная структура в результате чисто вертикальных движений. В этом случае $U_0(x, t) = 0$ и уравнения (1) принимают вид

$$\begin{aligned} \frac{\partial z^*}{\partial t} &= W_0 + \varphi + \lambda \frac{\partial^2 z^*}{\partial x^2}, & \frac{\partial z^*}{\partial x} &= 0 \quad \text{при} \quad x=0, \quad x=X, \\ \frac{\partial z_i}{\partial t} &= W_0, & z_i(x, t_i) &= z^*(x, t_i), \quad i=0, 1. \end{aligned} \quad (2)$$

$z^*(x, t_i)$ — заданы, $0 \leq x \leq X$.

Из второго и третьего уравнений получаем

$$z_0(x, T) = z^*(x, t_0) + \int_{t_0}^T W_0(x, \tau) d\tau \quad (3')$$

$$z_1(x, T) = z^*(x, t_1) + \int_{t_1}^T W_0(x, \tau) d\tau. \quad (3'')$$

Мощность нижнего слоя

$$H_1(x) = z_0(x, T) - z_1(x, T) = [z^*(x, t_0) - z^*(x, t_1)] + \int_{t_0}^{t_1} W_0(x, \tau) d\tau. \quad (3''')$$

Из первого уравнения

$$\begin{aligned} z^*(x, T) &= \int_0^x \left\{ G(x, \xi, T - t_0) z^*(\xi, t_0) + \int_{t_0}^T G(x, \xi, T - \tau) \times \right. \\ &\quad \left. \times [W(\xi, \tau) + \varphi(\xi, \tau)] d\tau \right\} d\xi, \end{aligned} \quad (4)$$

где

$$G(x, \xi, t) = \frac{2}{X} \sum_{n=1}^{\infty} \exp \left[- \left(\frac{\pi n a}{X} \right)^2 t \right] \cos \left(\frac{\pi n x}{X} \right) \cos \left(\frac{\pi n \xi}{X} \right)$$

— функция точечного источника.

Как видно из уравнений (3), исходные данные позволяют получить только интеграл от функции W_0 на отрезках $[t_0, t_1]$ и $[t_1, T]$. При этом сама функция W_0 однозначно определена быть не может. Это утверждение совпадает с формулировкой пункта 1 в приведенных в начале статьи положениях метода палеотектонического анализа. Величина в квадратных скобках в уравнении (3''') равна упомянутой в пункте 2 поправке за изменение глубины осадконакопления.

Из уравнений (3)–(4) следует, что любая произвольная по рельефу слоев ($z_0(x, T)$, $z_1(x, T)$, $z^*(x, T)$) и фациальному составу ($z^*(x, t_0)$, $z^*(x, t_1)$) структура может быть получена за счет чисто вертикальных движений, притом бесчисленным числом способов. Можно также показать,

что данная структура вертикальных и горизонтальных движений.

Эквивалентные будут различаться в сумме с общими структурами могут на вид и соотношения. Задача имела единственность. Для большинства стадий их развития движений. Поскольку недостаточно, рассматривая спектра тектонических временной перемещения отрезка ряда Фурье.

$$W_0(x, t) = \sum_{l=0}^{L-1} \dots$$

(далее будем считать, что t — на продолжении части разреза, тогда как в исходных заданы исходные $m \cdot n$ задача и т.д.)

Формулировка задачи. может решаться и определение функции, что известно, что он находится.

тогда определены удовлетворяющих условиям.

($t=1$ — настоящее время). Допустим, $[\xi_1, \xi_2]$ является образование пород, перекрывающих $[\tau_1, \tau_2]$ отсутствует в прямоугольнике размытия будучи по $t - [\tau_1, \tau_2]$ меньше характерных движений $\in [\tau_1, \tau_2]$, $x \in [\xi_1, \xi_2]$. Были рассмотрены состоящая в накоплении энергии.

что данная структура может быть получена и при различном сочетании вертикальных и горизонтальных движений.

Эквивалентные в смысле мощности и фациального состава разрезы будут различаться по характеру внутренних деформаций. Эти данные в сумме с общими тектоническими представлениями о генезисе изучаемых структур могут быть использованы для формирования ограничений на вид и соотношение функций U_0 , W_0 , необходимых для того, чтобы задача имела единственное решение.

Для большинства осадочных бассейнов, за исключением отдельных стадий их развития, можно ограничиться случаем чисто вертикальных движений. Поскольку, как было показано выше, этого предположения недостаточно, рассмотрим задачу определения длиннопериодной части спектра тектонических движений как по пространственной, так и по временной переменной. Например, будем искать функцию W_0 в виде отрезка ряда Фурье:

$$W_0(x, t) = \sum_{l=0}^{L-1} \sum_{k=0}^{K-1} C_{kl} \cos(\pi k x_j) \cos(\pi l t_i), \quad i=1, 2, \dots, n; \quad j=1, 2, \dots, m \quad (5)$$

(далее будем считать, что переменная x нормирована на длину профиля, а t — на продолжительность периода времени формирования изучаемой части разреза, т. е. $0 \leq x \leq 1$, $0 \leq t \leq 1$), m — число точек профиля, в которых заданы исходные данные, n — число слоев. Очевидно, что при $K \cdot L = m \cdot n$ задача имеет единственное решение. Устойчивость решения задачи может быть обеспечена путем уменьшения числа членов ряда (5).

Формулировка и метод решения обратной задачи. Обратная задача может решаться в два этапа: определение функции W_0 из уравнений (3) и определение функции φ из уравнения (4). Рассмотрим задачу определения функции W_0 . Как уже отмечалось, в общем случае следует считать, что известен не палеорельеф $z^*(x, t_i)$, а некоторые пределы, в которых он находился в моменты времени $t=t_i$:

$$z_i^p(x) \leq z^*(x, t_i) \leq z_i^h(x),$$

тогда определение функции W_0 сводится к поиску коэффициентов C_{kl} , удовлетворяющих соотношениям

$$\sum_l \sum_k C_{kl} \cos(\pi k x_j) \int_{t_i}^1 \cos(\pi l \tau) d\tau \begin{cases} \leq z_i(x_j, 1) - z_i^p(x_j), \\ \geq z_i(x_j, 1) - z_i^h(x_j) \end{cases} \quad (6)$$

($t=1$ — настоящий момент времени).

Допустим, что некоторая поверхность $z(x, 1)$ на отрезке профиля $[\xi_1, \xi_2]$ является поверхностью размыва: ниже ее располагаются породы, формирование которых закончилось к моменту времени τ_1 , формирование пород, перекрывающих размыв, началось при $t=\tau_2$, отложения за период $[\tau_1, \tau_2]$ отсутствуют. Если изобразить функцию $W_0(x, t)$ в виде изолиний размыва будет соответствовать «окно» размером: по x — $[\xi_1, \xi_2]$, по t — $[\tau_1, \tau_2]$, в котором нет информации о W_0 . Если размеры «окна» меньше характерной длины волны в функции W_0 , то скорость вертикальных движений может быть восстановлена в области размыва при $t \in [\tau_1, \tau_2]$, $x \in [\xi_1, \xi_2]$ путем интерполяции.

Были реализованы две численные схемы решения задачи. Первая состояла в нахождении функции W_0 , имеющей минимальную кинетическую энергию

$$\int_0^1 \int_0^1 [W_0(x, t)]^2 dx dt = \min, \quad (7)$$

при условии выполнения неравенств (6). Эта задача сводится к задаче нелинейного программирования, для ее решения был использован метод Зентендейка [8]. Второй алгоритм состоял в нахождении W_0 путем решения системы линейных уравнений

$$\sum_l \sum_k C_{kl} \cos(\pi k x_j) \int_{t_i}^1 \cos(\pi l \tau) d\tau = z_i(x_j, 1) - \frac{z_i^B(x_j) + z_i^H(x_j)}{2} \quad (8)$$

по методу наименьших квадратов. Производился перебор вариантов по числу членов ряда K и L и в качестве наилучшего выбиралось решение, имеющее минимальное число членов при условии, что палеорельеф лежит в заданных ограничениях.

Рассмотрим теперь вопрос учета изменения мощности слоев в процессе деформирования. Функции ψ^* и ψ_i в уравнениях (1) в общем случае являются нелинейными функциями рельефа z^* , z_i . Поскольку для структур осадочного чехла изменение мощности слоев в процессе деформирования существенно меньше их начальной мощности, весьма эффективным оказывается следующий алгоритм. На первом шаге определяется функция W_0 без учета членов ψ^* , ψ_i , путем решения задачи (7), (8). Затем вычисляется функция ϕ (например, как $\phi(x, t) = \phi_i(x)$, $t \in [t_{i-1}, t_i]$) и при заданных механических параметрах слоев проводится решение прямой задачи (1). В результате будет найдено отклонение $\Delta z_i(x_j, 1)$, равное разности вычисленных и заданных отметок современного рельефа. Значения Δz_i подставляются в задачу (7) или (8) и по ним определяется поправка к скорости движения фундамента ΔW_0 , компенсирующая внутреннее перераспределение материала. Исправленные значения $W_0^{(1)}(x, t) = W_0(x, t) + \Delta W_0(x, t)$ используются для повторного решения прямой задачи (1). Если величина отклонения вычисленного и заданного рельефа оказывается слишком большой, процесс повторяется снова.

Принципиальными отличиями предлагаемой методики от стандартной схемы палеотектонического анализа являются: 1) поиск скоростей движения как функции координат и времени в неосредненном виде. Такая функция более информативна и допускает количественную интерпретацию в терминах геодинамических процессов; 2) функция скорости восстанавливается не только в периоды, представленные отложениями, но и в периоды размыва; 3) в рамках выбранной математической модели (например, [6]) может быть учтено изменение мощности в процессе деформирования.

Анализ эволюции Терско-Сунженского прогиба. Терско-Сунженский прогиб входит в систему краевых (передовых) прогибов, ограничивающих с севера складчатую систему Большого Кавказа. Прогиб заполнен мощной толщей осадочных отложений, из которых бурением и сейсморазведкой детально изучены отложения, начиная со средней юры. По имеющимся данным, формирование прогиба в период с юры до неогена было связано исключительно с вертикальными движениями. В неоген-четвертичное время образовались Терская и Сунженская антиклинальные зоны, которые обычно связывают с гравитационными деформациями, возникшими в осадочном чехле при воздымании южного крыла прогиба на орогенной стадии развития Большого Кавказа, или с сопровождавшим эту стадию общим сжатием, или с нагнетанием в зоны антиклиналей материала пластических толщ юры и майкопской свиты. Описанию современных представлений об истории формирования Кавказа и Предкавказского краевого прогиба посвящена обширная литература [3, 9–12 и др.].

В качестве исходной информации был задан профиль, пересекающий прогиб с севера на юг в районе г. Грозный. Геологический разрез, составленный по данным сейсморазведки и бурения, а также палеорекострукции, были подготовлены сотрудницей геологического факультета МГУ Л. В. Паниной под руководством Н. В. Короновского. В осадочном разрезе было выделено восемь комплексов: J_1 – J_2a (возраст кровли

комплекса 181 млн. лет), K_1 (144–97,65), K_2 , $N_{1,k}-\delta$ – $N_{1,m}-p$ (17,6–конечного этапа мод 5,1 млн. лет, чтобы антиклинальных зон, явлениями.

Общая длина прогибная длительность фазы сжатия миллионов лет под действием веса слоев учитывается полностью игнорируется [14]). Для характер миллионов лет и скорость должен играть при этом будет про этому изменение мени должно быть н

Анализ исходных распределена во времени юрский период и от сколько средние 10–20 млн. лет, включений в юрский и результаты счета. П среднего палеогена делениями, при этом до 30–40 млн. лет. венно, что анализ ной на основе с (рис. 1), практичес характерно и для все деления скоростей нен на четыре по тальные схемы ср период разбит на но и для них дост

Была выполнена Фурье и различные расчетов основная в первых 6–7 гармонической. Уменьшен ции W_0 , при этом симальное расхо палеорельеф не п близкие результаты эффициентов по вязкого перемеще по рассмотренной градиентах рельефного перемещения на рис. 2 (далее абсолютный возра

Сопоставим пр тодической палеотек построенная по с (с учетом попра тическое погружения этого сл

ся к задаче
зован метод
путем ре-

(x_i)

(8)

риантов по
решение,
рельеф ле-

в процес-
ем случае
структур
мирования
ным ока-
функция
ем вычис-
и при
е прямой
, равное
ефа. Зна-
еделается
ирующая
значения
решения
данного
я снова,
ндартной
стей дви-
е. Такая
ерпрета-
сти вос-
ями, но
модели
процессе

кенский
ичиваю-
аполнен
сейсмо-
ры. По
неогена
неоген-
альные
циями,
прогиба
авшим
иналей
ию со-
едкав-
9-12

ющий
ез, со-
рекон-
ьтета
очном
ровли

комплекса 181 млн. лет), $J_3 0x$ (181–156 млн. лет), $J_3 km-t$ (156–144), K_1 (144–97,65), K_2 (97,5–60,2), P_{1-2} (60,2–38,0), $P_3-N_1^4$ (38,0–17,6), $N_1 k-\check{c}-N_1 m-p$ (17,6–5,1) (абсолютный возраст дан по [13]). В качестве конечного этапа моделирования выбрана палеорекострукция на время 5,1 млн. лет, чтобы исключить из рассмотрения период формирования антиклинальных зон, связанных, по-видимому, с горизонтальными движениями.

Общая длина профиля 150 км, точки задавались через 3 км, характерная длительность формирования отдельных комплексов составляет десятки миллионов лет. Учтена изостатическая поправка за погружение под действием веса осадочных толщ. Поправка за усадку слоев не вводилась по следующим соображениям. При введении поправки за усадку слоев учитывается зависимость плотности от давления (глубины) и полностью игнорируется изменение плотности от времени (см., например, [14]). Для характерных периодов формирования слоев порядка десятков миллионов лет и скорости погружения 0,1 км/млн. лет. и менее главную роль должен играть как раз временной фактор. Основное уплотнение при этом будет происходить одновременно с формированием слоя и поэтому изменение мощности за счет усадки в последующие периоды времени должно быть незначительным.

Анализ исходных данных показывает, что геологическая информация распределена во времени неравномерно. Наиболее подробно представлен юрский период и отрезок времени от раннего палеогена до неогена. Поскольку средние промежутки задания исходных данных составляют 10–20 млн. лет, включение более мелких стратиграфических подразделений в юрский и палеоген-неогеновый периоды практически не изменяло результатов счета. Напротив, интервал времени от раннего мела до конца среднего палеогена представлен всего тремя стратиграфическими подразделениями, при этом интервал задания исходных данных увеличивается до 30–40 млн. лет. Осреднение на таких отрезках времени столь существенно, что анализ поля скоростей по схеме функции $\bar{W}(x, t)$, составленной на основе стандартной методики палеотектонического анализа (рис. 1), практически невозможен. Это обстоятельство, по-видимому, характерно и для всего Кавказа в целом. Например, при анализе распределения скоростей вертикальных движений в [10] юрский период расчленен на четыре подразделения, для каждого из которых построены детальные схемы средних скоростей вертикальных движений, а меловой период разбит на два подразделения значительно большей длительности. Но и для них достаточно трудно проследить какие-либо закономерности.

Была выполнена серия расчетов при различном числе членов ряда Фурье и различном объеме исходной информации. Во всех вариантах расчетов основная энергия спектра вертикальных движений заключена в первых 6–7 гармониках по времени и в 10 – по пространственной переменной. Уменьшение числа членов ряда приводило к сглаживанию функции W_0 , при этом основные ее особенности устойчиво сохранялись. Максимальное расхождение между верхним и нижним ограничениями на палеорельеф не превосходило 100 м, поэтому алгоритмы (7) и (8) дали близкие результаты. По алгоритму (8) был выбран ряд, имеющий 25 коэффициентов по пространственной переменной и 6 по времени. Для учета вязкого перемещения материала в слоях были выполнены две итерации по рассмотренной выше методике в рамках модели [6]. При данных градиентах рельефа и вязкости осадочных слоев 10^{18} Па·с, влияние вязкого перемещения оказалось незначительным. Схема $W_0(x, t)$ приведена на рис. 2 (далее x обозначает расстояние вдоль профиля в км, t – абсолютный возраст в млн. лет).

Сопоставим прежде всего полученные результаты со стандартной методикой палеотектонического анализа. На рис. 1 представлена схема, построенная по средним скоростям $\bar{W}_0$, вычисленным как мощность слоя (с учетом поправки за изменение глубины осадконакопления и изостатическое погружение), деленная на продолжительность периода формирования этого слоя и отнесенная к середине этого периода. Положение

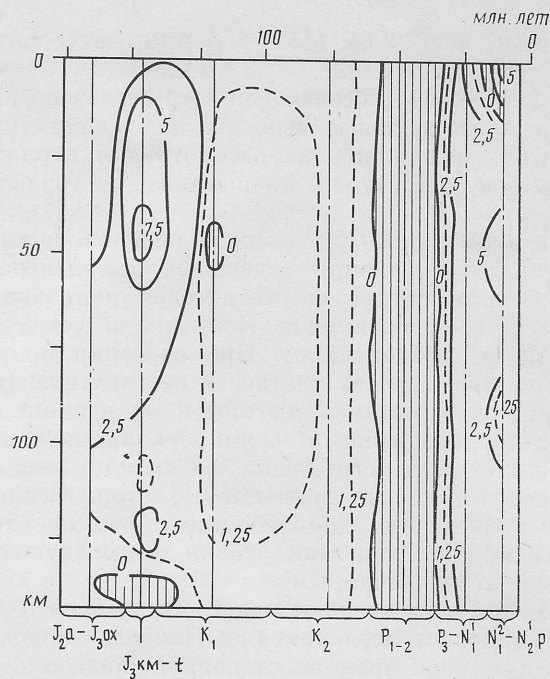


Рис. 1. Схема средних скоростей вертикальных движений, построенная по стандартной методике палеотектонического анализа. По вертикальной оси отложено расстояние вдоль профиля, по горизонтальной — время в млн. лет. Изолинии скорости проведены через $2,5 \cdot 10^{-2}$ км/млн. лет. Пунктиром дана дополнительная изолиния $1,25 \cdot 10^{-2}$ км/млн. лет. Вертикальные линии отмечают моменты задания средних скоростей. Положительные значения скорости соответствуют погружению, отрицательные (заштрихованы) — поднятию

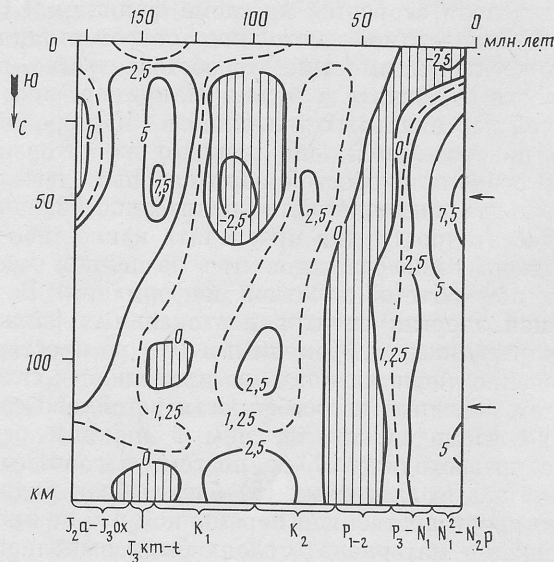


Рис. 2. Схема скоростей вертикальных движений, полученная по (7) — (8). Обозначения те же, что на рис. 1. Стрелками показано положение сечений, изображенных на рис. 3

отметок времени, в которые задавались значения скорости, нанесено на рис. 1 вертикальными пунктирными линиями. Сопоставление рис. 1 и 2 показывает, что в тех областях, где имеются достаточно детальные данные ($t > 140$ и < 60 млн. лет), схемы скоростей вертикальных движений хорошо согласуются. В интервале времени от 140 до 60 млн. лет интерполяция между линиями задания средних скоростей значительно

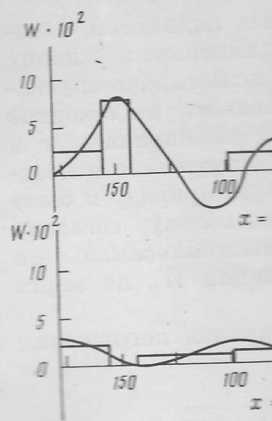


Рис. 3. Значения скорости

Рис. 4. Кривые по (уравнение (10)), при остывании блока на 500° выше стац

осложняется (рис. 3) сглаженной, на в

На рис. 3 при ответствующие с сечений указано перемещение, ка каждого компле скоростям, знач <math>t < 97,5</math> на вер тельно, и средня

Подробный ния геолого-гео только наиболее мание будет уде

На схеме с области подня 40–50 км и х большие скоро связаны с поз мени хорошо отрезке проф слева направо, нисходящих д жениями про мелового пери двигались как исходило опу наоборот. Эти можно просле

В позднем интенсивное

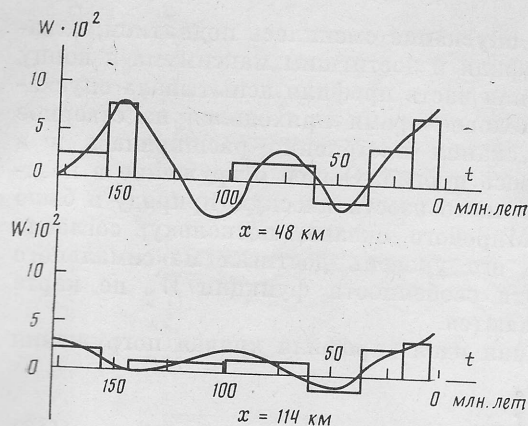


Рис. 3

Рис. 3. Значения осредненных (прямоугольники) и неосредненных (плавная кривая) значений скорости W_0 (км/млн. лет), соответствующие сечениям схем на рис. 1, 2 при $x=48$ и 114 км

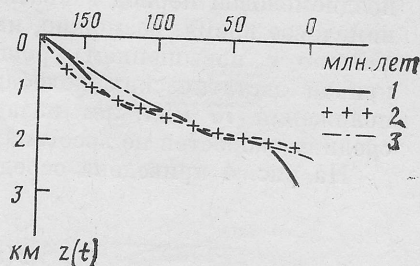


Рис. 4

Рис. 4. Кривые погружения: 1 — осредненная вдоль профиля кривая погружения (уравнение (10)), полученная по функции W_0 (рис. 2); 2 — кривая термопогружения при остывании блока мощностью 200 км, имевшего при $t=180$ млн. лет температуру на 500° выше стационарной; 3 — кривая погружения краевого прогиба согласно модели инверсии геосинклинали [6] (см. рис. 5)

осложняется (рис. 1). В этой области схема $\bar{W}_0$ оказывается существенно сглаженной, на ней утрачиваются характерные особенности функции W_0 .

На рис. 3 приведены графики скоростей вертикальных движений, соответствующие сечениям схем рис. 1 и 2 при $x=48$ и 114 км (положение сечений указано на рис. 2 стрелками). На графиках видно, что суммарное перемещение, как интеграл от $W_0(x, t)$ на отрезке времени формирования каждого комплекса, сохраняется, но кривые, построенные по средним скоростям, значительно сглажены. Особенно показателен участок $144 < t \leq 97,5$ на верхнем графике, где суммарное перемещение, а следовательно, и средняя скорость оказались равными нулю.

Подробный анализ функций W_0 потребовал бы детального обсуждения геолого-геофизических данных. Поэтому ниже будут перечислены только наиболее характерные особенности поля скоростей. Основное внимание будет уделено анализу осредненной по профилю скорости:

$$W_{cp}(t) = \frac{1}{X} \int_0^x W_0(x, t) dx. \quad (9)$$

На схеме скоростей вертикальных движений (рис. 2) выделяются области поднятий и опусканий, имеющие размеры вдоль профиля 40–50 км и характерную длительность развития 30–40 млн. лет. Наибольшие скорости наблюдаются в период $t < 15$ млн. лет и, очевидно, связаны с позднеорогенной (новейшей) активизацией Кавказа. Во времени хорошо прослеживается волновой характер движения: на каждом отрезке профиля, т. е. в каждой горизонтальной полосе схемы, двигаясь слева направо, можно наблюдать зарождение и развитие восходящих или нисходящих движений, которые постепенно затухают и сменяются движениями противоположного знака. В течение юры и большей части мелового периода южная (верхняя) и северная (нижняя) части профиля двигались как бы в противофазе: если на южной части профиля происходило опускание, на севере развивалось относительное поднятие и наоборот. Эти же закономерности, но в гораздо более сглаженном виде, можно проследить и на рис. 1.

В позднеюрское время в южной части профиля (рис. 2) происходило интенсивное прогибание, скорость которого достигла максимума на ру-

беже юры и мела. В раннем мелу опускание сменилось поднятием, охватившим всю южную половину профиля и достигшим максимума к концу раннего мела. В этот период северная часть профиля испытывала опускание, максимум которого в раннемеловое время приходился на северное окончание профиля. Область опускания постепенно расширялась и в позднемеловой период захватила весь прогиб. Общее погружение в позднемеловое время, возможно, имело чисто изостатическую природу и было связано с повышением уровня Мирового океана, поскольку, согласно кривой эвстатических колебаний, его уровень достигал максимального положения 75 млн. лет назад. Эти особенности функции W_0 по карте средних скоростей не восстанавливаются.

На рис. 4 приведена осредненная вдоль профиля кривая погружения

$$z(t) = \int_0^t W_{cp}(\tau) d\tau. \quad (10)$$

На этой кривой можно выделить два участка: плавное, постепенно замедляющееся погружение на интервале от 180 до 15 млн. лет и участок быстрого погружения при $t < 15$ млн. лет. Последняя стадия совпадает с периодом новейшей активизации Кавказа. Рассмотрим два возможных механизма, объясняющих погружение на отрезке $180 \geq t \geq 15$ млн. лет.

Термическая модель. Плавное погружение на интервале от 180 до 15 млн. лет, подобное корню квадратному от возраста $(a\sqrt{t_0-t})$, сходно с кривыми погружения многих континентальных осадочных бассейнов, пассивных окраин или, например, с кривой увеличения глубины океанического дна с удалением от оси рифтовой зоны. Эволюцию этих структур обычно связывают с термическими процессами. Доюрский период развития Кавказа и предкавказского краевого прогиба характеризовался интенсивной вулканической деятельностью, поэтому температура земной коры и верхней мантии в рассматриваемый период должна была быть повышена. Для оценки по порядку величин амплитуды термопогружения рассмотрим следующую упрощенную модель.

Пусть в момент времени $t=t_0$ температура некоторого блока мощностью H была на ΔT_0 градусов выше стационарной: $T(z, t_0) = T_s(z) + \Delta T_0$. Тогда отклонение температуры блока от стационарной в момент времени $t < t_0$, определяемое из уравнения $-\partial \Delta T / \partial t = a \partial^2 \Delta T / \partial z^2$ (радиогенные источники учтены в стационарной части), равно:

$$\Delta T(z, t) = \Delta T_0 \operatorname{erf} (z / \sqrt{4a(t_0-t)}),$$

где $\operatorname{erf}(\dots)$ — интеграл вероятностей. Величина термопогружения блока при остывании

$$\Delta H(t) = k \Delta T_0 H \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{H}{2 \sqrt{a(t_0-t)}} \right) + 4 \sqrt{\frac{a(t_0-t)}{\pi}} \left(1 - e^{-\frac{H^2}{4a(t_0-t)}} \right) / H \right],$$

где $k=3 \cdot 10^{-5}$ — коэффициент температурного расширения.

На рис. 4 крестиками нанесено решение при $H=200$ км, $\Delta T_0=500^\circ$, $a=7 \cdot 10^{-3}$ см²/с, $t_0=180$ млн. лет. Близкие результаты могут быть получены при изменении H в пределах от 100 до 300 км при пропорциональном изменении ΔT_0 из условия $\Delta T_0 H = 10^5$ км·град·С.

Несмотря на хорошее совпадение теоретической и экспериментальной кривых, термопогружение вряд ли можно рассматривать как единственный фактор, ответственный за формирование краевого прогиба, поскольку требуемый для этого разогрев литосферы представляется нереально большим. Недостатком этой гипотезы является также то, что эволюция прогиба рассматривается отдельно от эволюции остальной части геосинклинальной области.

Модель инверсии геосинклинали и образования краевых прогибов. В [6] рассмотрен возможный механизм инверсии крупных прогибов, суть

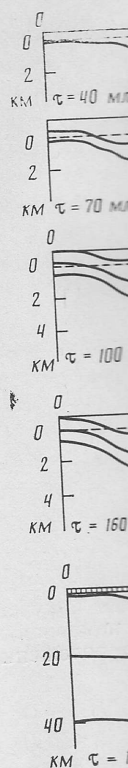


Рис. 5. Инверсионная модель прогиба Кавказа $t=160$ млн.

которого сводит к личностной плотности, которой даже при не подошвы литосферных градиент мантии. Если эволюционно, по мере погружения коры под начаться переформирование верхней мантии, что не имеет никакого знака. На основании деления подстилающих слоев на временах формирования сжимаемой жидкой среды, приведенные в работе слои, верхний и нижний 2,85 км располагались на глубине, скорости прогибания и деформации зовались два фактора, также, если в пределах изогипсов, разделение градиента происходит на переформирование образования. Эти поднятия (рис. 5, е) и

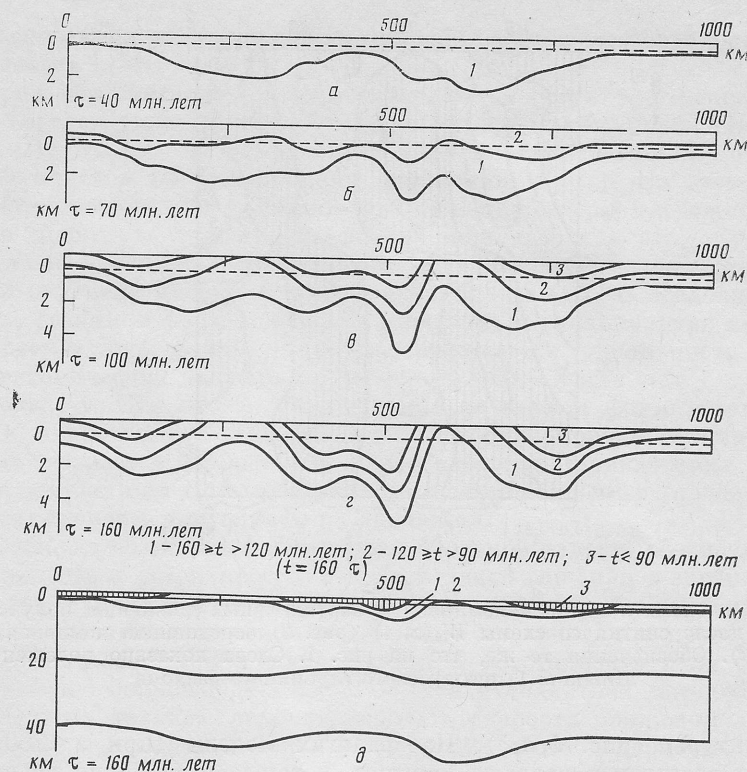


Рис. 5. Инверсия геосинклинального прогиба: а-г — положение верхних слоев модели, д — положение всех границ модели к моменту времени $\tau = 160$ млн. лет, τ — время с начала расчета, t — абсолютный возраст осадочных слоев. Пояснения в тексте

которого сводится к следующему. Если литосфера состоит из слоев различной плотности, то образование прогибов или областей с океанической корой даже при условии их полной изостатической компенсации на уровне подошвы литосферы или границы M приводит к возникновению внутренних градиентов литостатического давления в слоях коры и верхней мантии. Если этот процесс сопровождается разогревом литосферы и, следовательно, понижением эффективной вязкости, то в нижних слоях земной коры под действием градиентов литостатического давления может начаться перемещение материала от поднятий к прогибам, при этом в верхней мантии должны развиваться компенсирующие движения обратного знака. На рис. 5 приведены расчеты эволюции двух прогибов, разделенных поднятием, в предположении, что поведение слоев литосферы на временах 10^7-10^8 лет может быть приближено моделью вязкой несжимаемой жидкости (постановка задачи и ее численная реализация приведены в [6]). Предполагалось, что земная кора состоит из двух слоев, верхний имеет плотность $2,6 \text{ г/см}^3$, вязкость $6 \cdot 10^{22} \text{ Па} \cdot \text{с}$ ($6 \cdot 10^{23} \text{ П}$), нижний $2,85 \text{ г/см}^3$ и $6 \cdot 10^{21} \text{ Па} \cdot \text{с}$. В начальный момент времени $\tau = 0$ слои располагались горизонтально. Затем началось опускание основания модели, скорость которого постепенно уменьшалась, и при $\tau = 100$ млн. лет прогибание прекратилось. В результате на подошве нижнего слоя образовались два прогиба, разделенные поднятием. Все дальнейшее верно также, если предположить, что к моменту времени $\tau = 100$ млн. лет в пределах изучаемого района сформировались две области с океанической корой, разделенные континентальным массивом. По мере увеличения рельефа внутренних границ в нижних слоях модели начинается перемещение материала от сводов к прогибам, что приводит к образованию в приповерхностных слоях локальных поднятий (рис. 5, а). Эти поднятия постепенно расширяются (рис. 5, б) и при $\tau = 100$ млн. лет (рис. 5, в) целиком захватывают прогибы, что приводит к полной инвер-

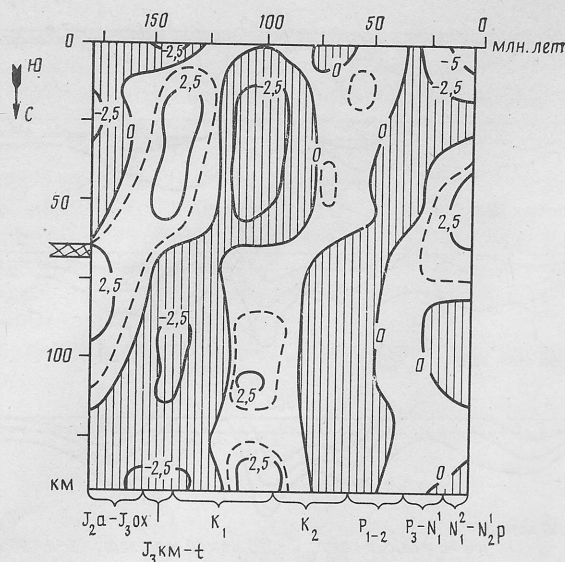


Рис. 6. Схема локальной компоненты вертикальных движений, полученная после снятия со схемы $W_0(x, t)$ (рис. 2) осредненной компоненты $w_{cp}(t)$. Обозначения те же, что на рис. 1. Слева показано положение Пшекиш-Тырныаузского глубинного разлома

сии структуры (рис. 5, в, г). На флангах модели (при $x < 200$ и $x > 600$ км) возникают краевые прогибы, которые постепенно расширяются и смещаются от центра модели к ее краям. На рис. 4 приведена кривая погружения для точки, расположенной в краевом прогибе ($x = 700$ км). В данном случае также наблюдается хорошее совпадение теоретических и экспериментальных кривых.

В данном случае нет необходимости подробно обсуждать конкурирующие тектонические гипотезы, поскольку предлагаемый механизм использует лишь наиболее общие черты развития Кавказа, которые подтверждаются большим объемом фактических данных и входят почти во все модели его эволюции [3, 9–12]. Действительно, согласно современным представлениям, в раннеюрское время в пределах Кавказа располагался глубоководный бассейн или несколько бассейнов, разделенных поднятиями. Для этого периода был характерен вулканизм, контрастные вертикальные движения, мощность литосферы отдельных участков существенно различалась. Затем наступил более спокойный этап, к позднеюрскому времени в пределах Кавказа вулканическая деятельность практически прекращается, в прогибах накапливаются мелководные осадки [9]. В средне- и позднеюрское время в прогибах происходят складчатые деформации, приведшие к формированию внутренних поднятий (в [9] — невулканических островных дуг). Этот этап в [3] выделен в отдельную инверсионную стадию. Разделенные растущим поднятием части прогиба, согласно [3], перемещаются в стороны от этих поднятий и «накапываются» на края устойчивых срединных массивов и прилегающие участки платформ, образуя межгорные и краевые прогибы, что аналогично процессу, изображенному на рис. 5. Сходные черты эволюции прогиба на границе Закавказской и Северо-Кавказской плит прослеживаются также и на схемах работы [12].

Рассмотренный механизм не может создать существенного рельефа, но приводит к перестройке структурного плана, который может быть развит в последующие периоды, когда к складчатой системе будут приложены внешние тектонические воздействия.

Вероятно, что наряду с рассмотренным выше процессом в формировании краевых прогибов принимал участие также и механизм термопогружения. Для оценки величины начального разогрева литосферы может быть использована методика анализа термической истории осадочных

слоев, основанная на ных индексах [15].

На рис. 6 приведен Терско-Суна $= W_0(x, t) - W_{cp}(t)$ участков прогиба более четко, чем на профиля происходи проходит по Пшекиш-Тырныаузского отмечено над этим разломом

На схемах р знака тектоническ

Выводы. 1. С является единств мощность, возраст тельных данных компонент скорос

2. Одной из в единственность н ном классе функ которых предст ным переменны со значительно тектонического ды размыва, уч рования.

3. Построени вен к анализу скоростей верт начала средней средней юры д тухающее во н раста $(\sigma/t, -t)$ сферы и с вн юры и верх ления, возник

Карта лока ших на фоне и оупаива 30–50 км, д тер с перип разделенные всего период к Кавказу у в 30–40 млн

1. Белоусов И. П. Тр. ЦНИИ
2. Яншия А. ния тект
3. Белоусов
4. Ронов А. материко издат, 19
5. Михайло анализа
6. Михайло зультате С. 3–18.
7. Михайло формен автомат

слоев, основанная на вычислении так называемых температурно-временных индексов [15].

На рис. 6 приведена схема отклонений скорости вертикальных движений Терско-Сунженского прогиба от осредненной кривой: $W_l(x, t) = W_0(x, t) - W_{cp}(t)$, показывающая особенности эволюции отдельных участков прогиба на фоне общего опускания $W_{cp}(t)$. На этом рисунке более четко, чем на рис. 2, видно, что движение северной и южной частей профиля происходило в противофазе. Граница между этими участками проходит по Пшекиш-Тырныаузскому глубинному разлому, положение которого отмечено на рис. 6 штриховкой ($x \approx 65$ км). В осадочном чехле над этим разломом расположена Сунженская антиклинальная зона.

На схемах рис. 2 и 6 четко прослеживается цикличность в смене знака тектонических движений с периодом в 60–70 млн. лет.

Выводы. 1. Суммарное перемещение за период формирования слоя является единственной информацией, которую можно получить, зная мощность, возраст и фациальный состав слоев, без привлечения дополнительных данных или гипотез о характере вертикальной и горизонтальной компонент скорости тектонических движений.

2. Одной из возможных постановок обратной задачи, обеспечивающих единственность и устойчивость, является поиск решения в заранее заданном классе функций, например чисто вертикальных движений, скорость которых представима отрезком ряда Фурье по времени и пространственным переменным. Такой подход позволяет восстановить поле скоростей со значительно большей детальностью, чем стандартная методика палеотектонического анализа, реконструировать скорости движений за периоды размыва, учитывать изменение мощности слоев в процессе деформирования.

3. Построенный в работе алгоритм решения обратной задачи применен к анализу эволюции Терско-Сунженского прогиба. Получено поле скоростей вертикальных движений как функция от x и t на период с начала средней юры. Основная компонента погружения на интервале от средней юры до миоцена ($180 \geq t \geq 15$ млн. лет) представляет собой затухающее во времени погружение, подобное корню квадратному от возраста ($a\sqrt{t_0 - t}$). Это погружение может быть связано с остыванием литосферы и с внутренним перемещением материала нижних слоев земной коры и верхней мантии под действием градиентов литостатического давления, возникающих в процессе роста геосинклинальных прогибов [6].

Карта локальной составляющей тектонических движений, происходивших на фоне общего погружения, выявляет отдельные области поднятия и опускания, имевшие по пространственной переменной размеры 30–50 км, движение которых имело четко выраженный волновой характер с периодом 60–70 млн. лет. Северный и южный участки прогиба, разделенные Пшекиш-Тырныаузским глубинным разломом, в течение всего периода двигались в противофазе, при этом южный, примыкающий к Кавказу участок прогиба, повторял движения северного с задержкой в 30–40 млн. лет.

Литература

1. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Ч. 1 // Тр. ЦНИГРИ. 1938. Вып. 108. 98 с.
2. Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г. Тектонический анализ мощности // Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 115–316.
3. Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
4. Ронов А. Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков по данным объемного метода // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 118–164.
5. Михайлов В. О., Мясников В. П. К математической теории палеотектонического анализа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 851–856.
6. Михайлов В. О. Математическая модель эволюции структур, образующихся в результате вертикальных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 6. С. 3–18.
7. Михайлов В. О. Применение математических моделей при исследовании платформенных структур // Экспресс-информация, сер. Математические методы и автоматизир. системы в геологии. М.: ВИЭМС 1987. Вып. 3. 10 с.

8. Зонгендейк Г. Методы возможных направлений. М.: Изд-во иностр. лит., 1963. 176 с.
9. Хаин В. Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13-27.
10. Шолпо В. Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
11. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. М. Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций) // Проблемы геодинамики Кавказа: М.: Наука, 1982. С. 13-21.
12. Ломизе М. Г. Альпийская геосинклиналь Кавказа в глобальном контексте // Геотектоника. 1987. № 2. С. 14-23.
13. Харлендт У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 89 с.
14. Bond G. C., Kominz M. A. Construction of tectonic subsidence curves for early Paleozoic miogeocline southern Canadian Rocky mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of break up, and crustal thinning // Geol. Soc. Amer. Bull. 1984. V. 95. P. 155-173.
15. Лопатин Н. В. Температура и геологическое время как фактор коалификации // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 3. С. 95-104.

Академия наук СССР
Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта

Поступила в редакцию
25.VII.1987