

физика литосферы / Мат-лы 35-го тектон. совещ. Т. 1. М., 2002. С. 128—131.

9. Короновский Н.В., Ломизе М.Г. Концепция глубинных разломов и тектоника плит // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М., 2001. С. 344—373.

10. Ландау Л.Д., Лившиц Е.М. Механика сплошных сред. 2-е изд. М., 1954.

11. Ломизе М.Г. Аккомодация горизонтальных движений и складчатость над зонами субдукции // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы / Мат-лы 36-го тектон. совещ. Т. 1. М., 2003. С. 357—360.

12. Лукьянов А.В. Пластическая деформация и тектоническое течение в литосфере. М., 1991.

13. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М., 1988.

14. Талицкий В.Г. Структурные парагенезы как результат процессов самоорганизации в деформируемой геологической среде // Геотектоника. 1999. № 2. С. 80—93.

15. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М., 2003.

16. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М., 1988.

17. Chopin Ch. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 212, N 1—2. P. 1—14.

18. Kröner A. Crust formation and plate motion in the Early Archean // Science. 1992. Vol. 256. P. 1405—1411.

19. Liu Y., Genser J., Handler R. et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  muscovite ages from the Penninic-Austroalpine plate boundary, Eastern Alps // Tectonics. 2001. Vol. 20, N 4. P. 526—547.

20. Myrow P.M., Hughes N.C., Paulsen T.S. et al. Integrated tectonostratigraphic analysis of the Himalaya and implications for its tectonic reconstruction // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. Vol. 212, N 3—4. P. 433—441.

21. Replumaz A., Tapponnier P. Reconstruction of the deformed collision zone between India and Asia by backward motion of lithospheric blocks // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108, N B6.

22. Wit M. de, Roering C., Hart R. J. et al. Formation of an Archean continent // Nature. 1992. Vol. 357. P. 553—562.

23. Yang Y., Liu M. Deformation of convergent plates: evidence from discrepancies between GPS velocities and rigid plate motions // Geophys. Res. Lett. 2002. Vol. 29, N 10. 10.1029/2001GL013391.

Поступила в редакцию  
19.01.2004

УДК 551.24.05 (925.5)

А.М. Никишин, А.В. Ершов

## ЛАТЕРАЛЬНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ СОВРЕМЕННЫХ СУБДУКЦИОННЫХ СИСТЕМ НА ПРИМЕРЕ ПОЯСА ТЕТИС

**Введение.** Геологи давно изучают субдукционные системы, появление новых данных сейсмотомографии позволяет на качественно ином уровне изучать их структуру и историю формирования. Одна из самых интересных субдукционных систем — Тетическая зона субдукции, которая в кайнозое прослеживалась вдоль всего пояса Тетис, а в настоящее время многие ее сегменты превратились в коллизионные зоны. Поведение и динамику развития зоны субдукции можно наблюдать вдоль южного края Европейского континента — от Италии до Загроса, используя данные сейсмотомографии, приведенные в многочисленных современных публикациях, а также данные сейсмотомографии, которые получены группой В. Спакмана, в интерпретации этих данных мы принимали участие [1, 5, 11—13].

### Строение Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой системы

Разнообразие субдукционных систем вдоль пояса Тетис отчетливо наблюдается вдоль Восточносредиземноморско-Таврско-Загросской зоны, на примере которой мы будем анализировать данное разнообразие. Эта субдукционно-надвиговая система ограничивает Африканскую и Аравийскую плиты с севера и имеет сложное строение (рис. 1). При описании этой системы мы будем в основном опираться на недавние сводки [4, 5, 15, 19, 21, 22, 24] с учетом новых данных сейсмотомографии [1, 6, 10—13, 23, 26].

*Первая с запада субдукционная дуга — Эллинская (или Критская).* Она четко прослеживается по данным сейсмотомографии верхней мантии [23] и по сейсмическим данным [20], южнее ее наблюдается широкий аккреционный комплекс. Данная субдукционная система существует точно с олигоцена и предположительно с эоцена [23], при этом она последовательно отодвигалась к югу [4]. К северу от Эллинской зоны субдукции с 25—21 млн л. н. формируется Эгейский задуговой бассейн растяжения [4, 15, 25] (рис. 2). В ходе субдукции в мантию погружается мезозойская океаническая литосфера с отдельными континентальными террейнами [4, 9]. На западе Эллинская зона субдукции переходит в коллизионную систему Динарид, при этом под зоной коллизии блока Адрия (Адриатического моря) и Динарид субдуцированный ранее литосферный слэб оторвался от литосферы и сейчас погружается в мантию, как это следует из данных сейсмотомографии [16].

Далее к востоку наблюдается *Кипрская субдукционная дуга*, прослеживаемая южнее Кипра. По результатам сейсмотомографии субдуцированный слэб виден до глубин около 300 км [1, 11—13]. По данным геологических реконструкций, Кипрская субдукционная система возникла в начале миоцена [4, 21]; в среднем—позднем эоцене зона субдукции проходила севернее Кипра, но после аккреции Кипрского террейна к зоне Таврид зона субдукции перескочила к югу от

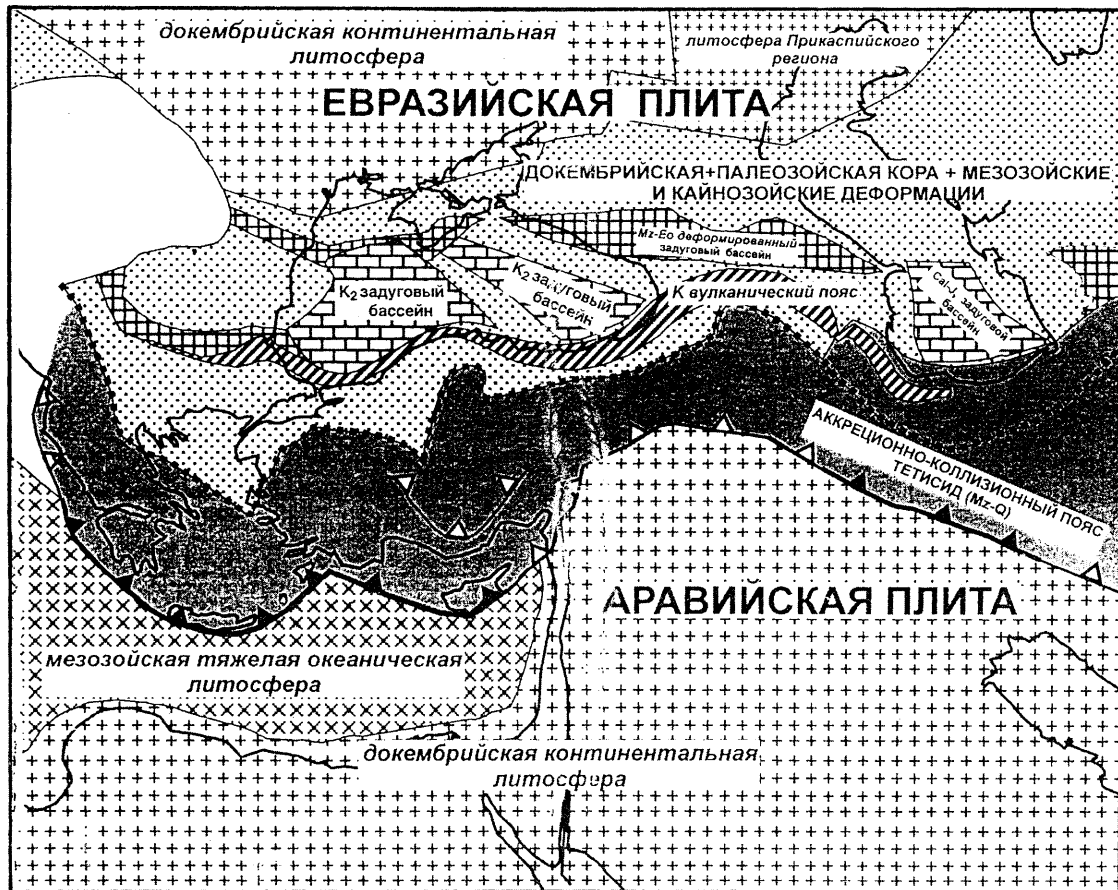


Рис. 1. Тектоническая схема региона. Черные линии с залитыми треугольниками — современные зоны субдукции; то же, но с белыми треугольниками — зоны, где произошел отрыв субдуцированного слэба; протяженная пунктирная линия — зона меловой субдукции. Некоторые сокращения: К — мел, J — юра, Cal — келловей, Mz — мезозой, Eo — эоцен

вновь причлененного террейна [21]. Примечательно, но на сейсмотомографических разрезах, полученных В. Спакманом и коллегами [1, 11–13], отчетливо видны в низах верхней мантии севернее Кипра под Тавридами остатки холодного субдуцированного слэба, т.е. данные сейсмотомографии подтверждают факт вероятного перескока зоны субдукции примерно в олигоцене от зоны Таврид к южному краю Кипра. Севернее Кипра расположен пояс осадочных бассейнов заливов Анталья—Киликия—Адана. Эти впадины образовались при растяжении и рифтинге начиная с позднего миоцена [4, 21] или с границы олигоцене—миоцена [14]. Задуговое растяжение считается основной причиной их формирования [4, 14, 21] с некоторым отступанием зоны субдукции назад.

Далее к востоку наблюдается Хатай-Восточно-Таврская надвиговая зона со сложным строением. Сначала юго-западнее Кипра в Левантийском бассейне Кипрская субдукционная зона переходит в надвигово-левосторонне-транспрессионную зону Латакия [21]. К востоку на суше она переходит в надвиговой пояс Хатай—Восточный Тавр с многочисленными офиолитовыми зонами. Для надвигового пояса также типичны выступы метаморфических комплексов типа Битлис. По геологическим данным [21], в этой зоне до конца эоцена была субдукционная система остаточного океана

Неотетис с падением на север. Примерно в олигоцене произошло закрытие этого бассейна, а с раннего миоцена формируются верхнекоровые надвиги, т.е. субдукция в этой зоне закончилась в олигоцене—раннем миоцене. Согласно сводке [15], субдукция закончилась до 16 млн л. н., так как с этого времени (около 16–11 млн л. н.) Аравийская и Анатолийская плиты стали кинематически взаимно увязаны: Аравийская плита послужила индентором для Анатолийской плиты. Примерно параллельно надвиговой зоне Хатай—Восточный Тавр и несколько севернее проходит Восточно-Анатолийский левосдвиговой разлом, который с юго-востока оконтуривает Анатолийскую плиту [3, 7, 8, 21, 24]. Этот разлом несколько моложе надвигового пояса и активен по крайней мере с позднего плиоцена [21]. В современное время именно вдоль него сосредоточены основные движения.

По данным сейсмотомографии [1, 11–13], поясу Хатай—Восточный Тавр в верхней части верхней мантии соответствует не холодный субдуцированный слэб, а, наоборот, горячие верхи мантии. Под Восточным Тавром на глубинах от 300–400 до 1000 км и более, по данным сейсмотомографии, виден холодный материал, который можно интерпретировать как оторванный субдуцированный литосферный слэб [1, 6]. Комбинируя данные геологии и сейсмотомографии, можно

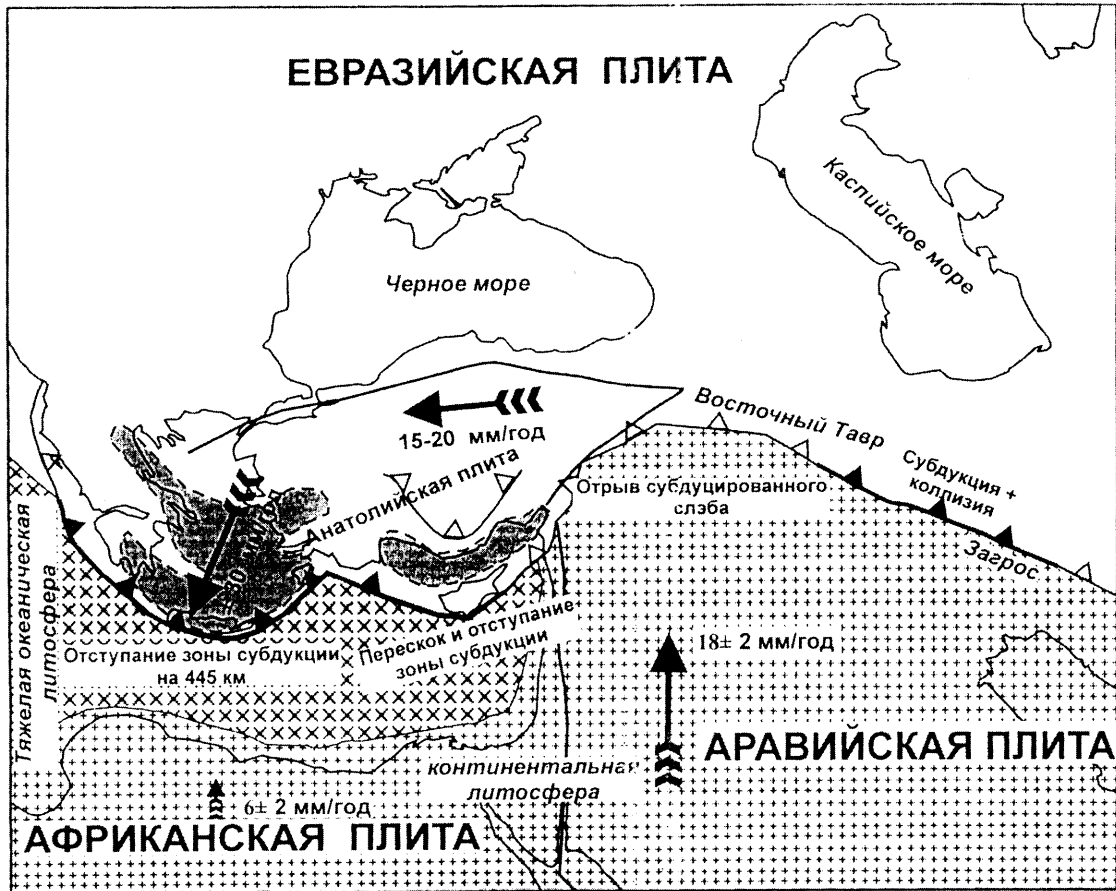


Рис. 2. Карта современной геодинамики субдукционной системы Тетисид. Черные линии с залитыми треугольниками — современные зоны субдукции; то же, но с белыми треугольниками — зоны, где произошел отрыв субдуцированного слэба; пунктиром околонуены области неотектонического растяжения; стрелки и цифры показывают направление и скорость современных горизонтальных движений (относительно стабильной Европы) по данным повторных спутниковых измерений [18]

предложить следующую модель развития пояса Хаттай—Восточный Тавр. В мелу—эоцене это была субдукционная система при закрытии океана Неотетис. В олигоцене субдукция переросла в коллизию с Аравийским континентом на фоне продолжения субдукции. В миоцене континентальная субдукция уже не могла продолжаться: субдуцированный слэб оторвался от литосферы и стал погружаться в мантию. Такая ситуация сохраняется и поныне. Отметим, что к югу от Восточного Тавра краевой прогиб почти отсутствует и нечетко выражен.

Далее к востоку от Восточно-Таврской зоны наблюдается зона Загроса [24], которая имеет классическое зональное строение. С юга на север выделяются: Предзагросский (Месопотамский) краевой прогиб; собственно складчатая система Загроса, сложенная деформированными комплексами бывшей пассивной окраины океана Неотетис; зона офиолитовых поясов и главных надвигов; сложно устроенная зона с домезозойской континентальной корой и мезозойскими и кайнозойскими субдукционными вулканитами. По данным сейсмографии [6, 26, 27], от офиолитового пояса Загроса во всей верхней мантии непрерывно прослеживается субдуцированный слэб. Это указывает на то, что при континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты на север. В сторону восточ-

ной части Загроса и Макрана по данным сейсмографии отсутствует современная зона субдукции, и оторванный субдуцированный слэб наблюдается в средней—нижней части верхней мантии.

**Выводы и дискуссия.** Анализ строения Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой системы с учетом данных сейсмографии четко демонстрирует разнообразное поведение субдукционных систем (рис. 3, 4). Эллинская субдукционная система функционирует непрерывно начиная как минимум с олигоцена (по другим данным, с эоцена или ранее), при этом она плавно отступает на юг. Суммарная величина этого отступления за 25 млн лет составила 445 км [15]. В верхней мантии однозначно дешифрируется субдуцированный холодный слэб.

Для Кипрской субдукционной системы характерен перескок зоны субдукции на юг, после того как к ней аккретировал Кипрский микроконтинент. Под старым положением зоны субдукции в низах верхней мантии виден оторванный субдуцированный слэб, а под новой зоной субдукции также четко просматривается новый субдуцированный слэб.

Для зоны Восточного Тавра в верхах верхней мантии субдуцированный слэб не виден, там субдукция закончилась в олигоцене, а в миоцене субдуцированный

слэб оторвался, и сейчас его остатки видны на глубинах более 300—400 км. Субдукция переросла в рассеянный коллизионный процесс в широкой полосе, при этом, вероятно, был существенно сэродирован бывший краевой прогиб, а на поверхность выведены метаморфические комплексы.

В зоне Загроса океаническая субдукция переросла в континентальную, на фоне континентальной коллизии продолжается субдукция Аравийской плиты с четко выраженным краевым предгорным прогибом. К востоку от Загроса современная зона субдукции исчезает, оторванный субдуцированный слэб находится в верхней мантии (рис. 5).

*Соотношение особенностей строения зон субдукции с горячим верхнемантийным течением.* Под Восточной Африкой, по данным сейсмотомографии и геохимии вулканитов, выделяется крупный мантийный плюм, вещество которого распространилось на север — до Тетического пояса в области Восточного Тавра, детально этот вопрос нами рассмотрен в [2].

Непрерывно погружающаяся в мантию литосферная плита служит непреодолимым препятствием для горячего течения вещества, так как плита имеет большую вязкость. Несмотря на относительное небольшую мощность плиты, она не “проплавляется” из-за ее постоянного движения, в результате которого прогретые части плиты постоянно замещаются поступающими сверху холодными участками. Когда субдукция останавливается, то уже погружившаяся часть плиты со временем под действием собственного веса должна оторваться и опуститься глубже в мантию. В этом случае воздействие горячего течения может спровоцировать этот отрыв, причем место отрыва будет определяться локализацией горячего течения. В свою очередь отрыв и последующее погружение субдуцирующей плиты создают декомпрессию в зоне отрыва, что должно привести к “засасыванию” вещества в эту область, причем преимущественно будет всасываться именно менее вязкое горячее вещество, что приведет к ускорению горячего течения.

Отрыв слэба под Восточным Тавром, произошедший 16—11 млн л. н., образовал “окно”, в которое прорвалось горячее вещество Восточно-Африканского плюма. В дальнейшем это течение, распространившись в глубь Евразийской плиты, привело к широкомасштабному вулканизму на Армянском плато, начавшемуся около 11 млн л. н. Эта проблема специально обсуждается авторами в [2].

*Тетическая субдукционная система и глобальная геодинамика Земли.* Тетическая субдукционная система вдоль южного края Европейского палеоконтинента

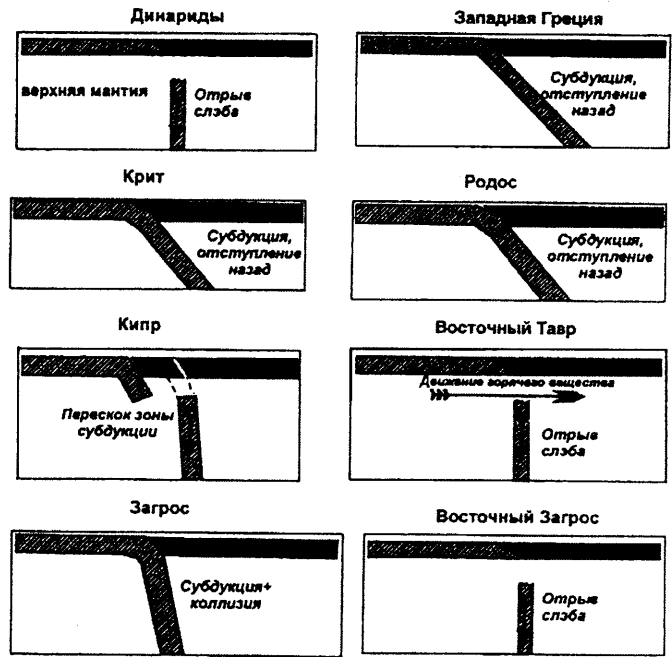


Рис. 3. Динамика зон субдукции Тетического пояса в полосе от Динариды до Загроса. Разрезы построены на основе данных сейсмотомографии, полученных группой В. Спакмана [10—13, 23, 26, 27], и других данных

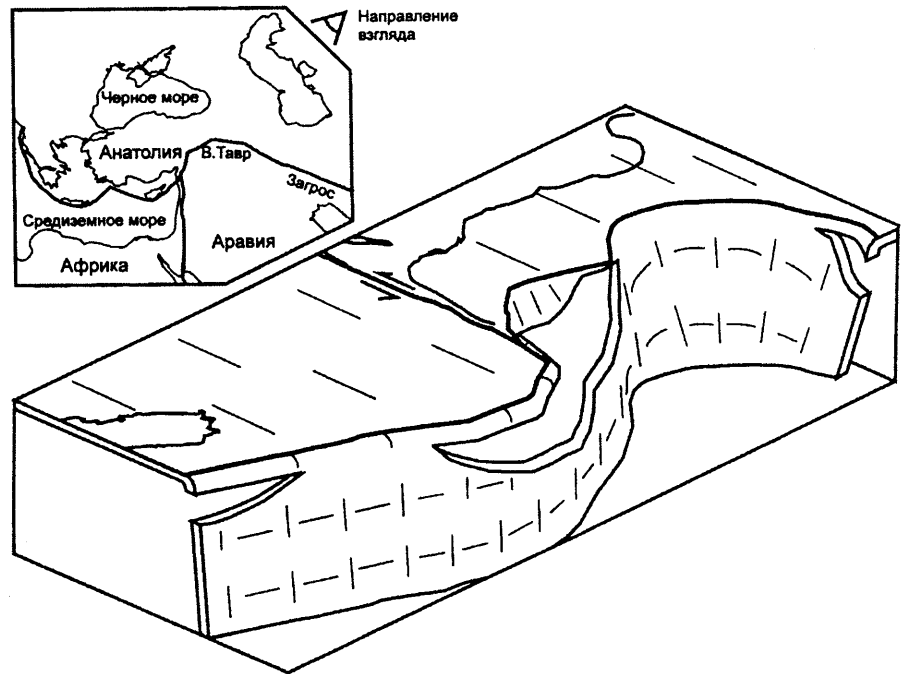


Рис. 4. Схематическая блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Тетического субдукционного пояса от Динариды до Загроса по данным сейсмической томографии

существует точно с позднего мела, а с разной степенью обоснованности — со среднего—верхнего девона [19] (рис. 5). За 350 млн лет субдукции должно было субдуцироваться несколько тысяч километров океанической литосферы. Возникает вопрос: куда она делась? На рис. 6 показан сейсмотомографический разрез через Землю, пересекающий Кавказский регион, на нем отчетливо видно, что под оторванным слэбом Восточного Тавра вся мантия относительно холодная.

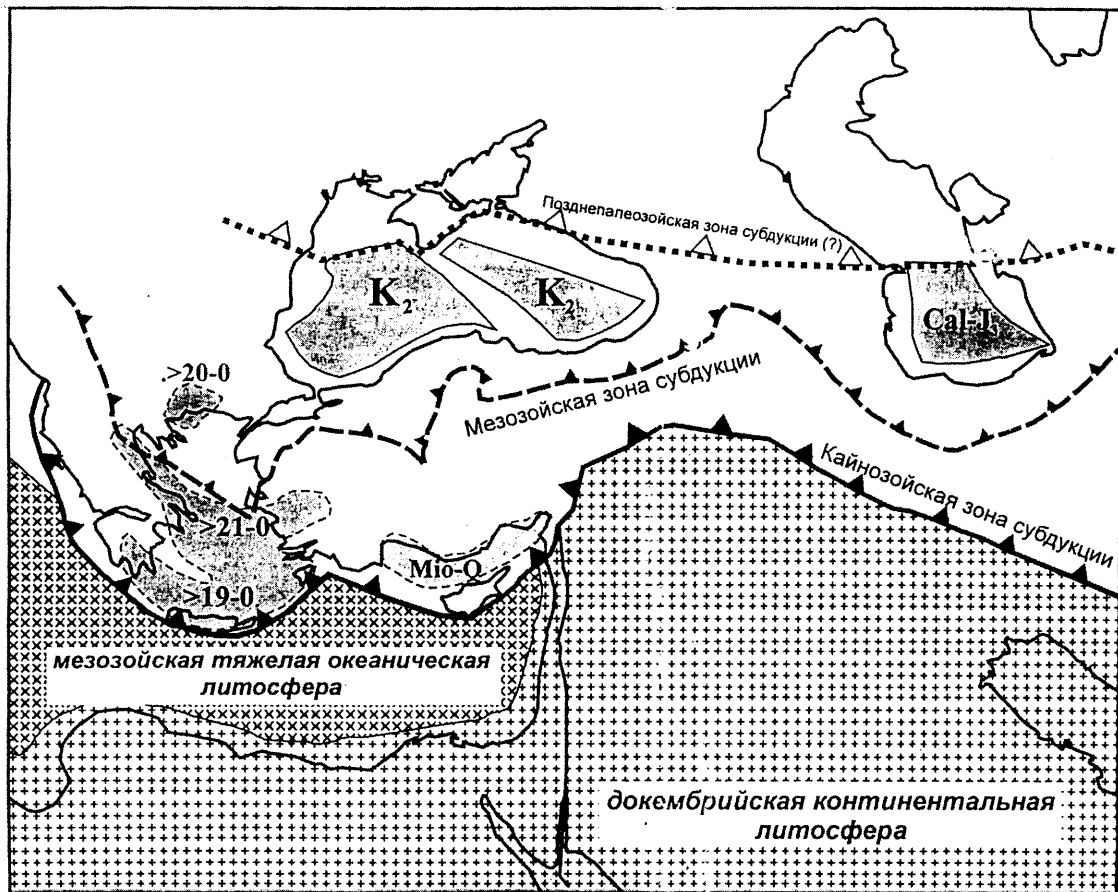


Рис. 5. Положение позднепалеозойской, мезозойской и кайнозойской зон субдукции и задуговых глубоко-водных бассейнов. Серым показаны остаточные и современные задуговые бассейны; индексами и цифрами (млн лет) показан их возраст; индексы: Mio — миоцен, Q — квартал, остальные индексы см. рис. 1

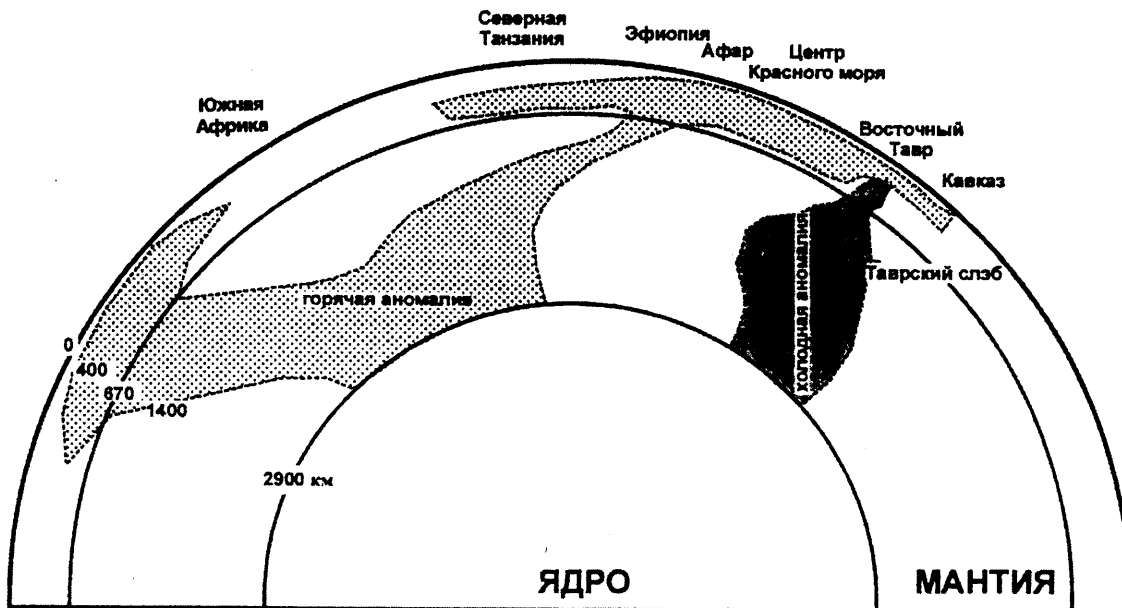


Рис. 6. Интерпретация сейстотомографического разреза мантии Земли, проходящего через Кавказ. Рисунком скомпилирован нами с использованием двух сейстотомографических моделей. На разрез мантии вдоль дуги большого круга по глобальной модели Скриппсовского института океанографии SB4L18 [17] был наложен региональный сейстотомографический профиль, построенный по данным глобальной модели высокого разрешения Утрехтского университета [10]

Отсюда следуют два вывода: первый относительно очевиден — литосфера под Тетическим поясом субдуцировалась до низов мантии; второй вывод дискуссионен: мы видим, что под позднекайнозойской зоной субдукции холодная полоса мантии ориентирована на разрезе субвертикально, из этого следует вероятность того, что зона субдукции в мезозое—кайнозое была заякорена, т.е. находилась примерно на одном месте на фоне перемещения литосферных плит.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ершов А.В., Никишин А.М., Брунэ М.-Ф., Спакман В.* Позднекайнозойская геодинамика Кавказского региона: данные численного моделирования и сейсмотомографии // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. 2. М., 2001. С. 230—235.
2. *Ершов А.В., Никишин А.М.* Новейшая геодинамика Кавказско-Аравийско-Восточно-Африканского региона // Геотектоника. 2004. № 2. С. 3—17.
3. *Короновский Н.В., Демина Л.И.* Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм // Геотектоника. 1999. № 2. С. 17—35.
4. *Лимонов А.Ф.* Тектоника Восточного Средиземноморья в неоген-четвертичное время: Автореф. докт. дис. М., 1998.
5. *Никишин А.М., Ершов А.В., Брунэ М.-Ф.* Деламинация субдуцированного слэба и отрыв нижней части литосферы как одна из причин магматизма // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма: Мат-лы 32-го тектон. совещ. Т. 2. М., 1999. С. 43—46.
5. *Никишин А.М., Ершов А.В.* Латеральное разнообразие современных субдукционных систем на примере Восточно-Средиземноморско-Таврско-Загросской субдукционно-надвиговой зоны: Мат-лы 36-го тектон. совещ. М., 2003.
7. *Трифонов В.Г.* Неотектоника Евразии. М., 1999.
8. *Arger J., Mitchell J., Westway W.C.* Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area: Spec. Publ. Geol. Soc. L., 2000. Vol. 173. P. 459—487.
9. *Ben-Avraham Z., Ginzburg A., Markis J., Eppelbaum L.* Crustal structure of the Levant Basin, eastern Mediterranean // Tectonophysics. 2002. Vol. 346. P. 23—43.
10. *Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. P. 30055—30078.
11. *Brunet M.-F., Ershov A.V., Spakman W., Nikishin A.M.* Implications of seismic tomography on the understanding of the Caucasus area geodynamics (EUROPROBE workshop, Gurfuz, 12—16 October 2000) // Geophys. J. 2000. Vol. 22. N 4. P. 79.
12. *Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M.* Geodynamics of the Caucasus-Caspian Area: Informations given by the tomography // Abstr. Peri-Tethys Programme (Final meeting, 23—24 November). P., 2000.
13. *Brunet M.-F., Spakman W., Ershov A.V., Nikishin A.M.* Evidence from seismic tomography for lithosphere delamination below the central Caucasus // Тез. 7-й Междунар. конф. по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. М., 2001. С. 236—237.
14. *Dhont D., Chorowicz J., Yurur T.* The Bolkar Mountains (Central Taurides, Turkey): a Neogene extensional thermal uplift? // Geol. Bul. of Turkey. 1999. Vol. 42, N 2. P. 69—87.
15. *Gautier P., Brun J.-P., Moriceau R. et al.* Timing, kinematics and cause of Aegean extension: scenario based on comparison with simple analogue experiments // Tectonophysics. 1999. Vol. 315. P. 31—72.
16. *Gvirtsman Z., Nur A.* Residual topography, lithospheric structure and sunken slabs in the central Mediterranean // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. Vol. 187. P. 117—130.
17. *Masters G., Bolton H., Laske G.* Joint seismic tomography for p and s velocities: How pervasive are chemical anomalies in the mantle? // EOS Trans. AGU, 80. 1999. S. 14.
18. *McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al.* Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105, N B3. P. 5695—5719.
19. *Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.I. et al.* Mesozoic and Cenozoic evolution of the Scythian Platform-Black Sea-Caucasus domain // Peri-Tethys Memoir 6. Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins // Mém. du Muséum Nat. d'Histoire Naturelle. 2001. Vol. 186. P. 296—346.
20. *Parazachos B.C., Karakostas V.G., Parazachos C.B., Scordilis E.M.* The geometry of the Wadati-Benioff zone and lithospheric kinematics in the Hellenic arc // Tectonophysics. 2000. Vol. 319. P. 275—300.
21. *Robertson A.H.F.* Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey // Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area: Spec. Publ. Geol. Soc. L., 2000. Vol. 173. P. 97—138.
22. *Robertson A.H.F., Grasso M.* Overview of the Late Tertiary-Recent tectonic and palaeo-environmental development of the Mediterranean region // Terra Nova. 1995. Vol. 7. P. 114—127.
23. *Spakman W., Lee S., van der, Hilst R., van der.* Travel-time tomography of the European-Mediterranean mantle down to 1400 km // Phys. Earth Planet. Inter. 1993. Vol. 79. P. 3—74.
24. *Stampfli G., Borel G., Cavazza W. et al.* The Paleotectonic Atlas of the Peri-Tethyan Domain // Europ. Geophys. Soc. 2001. (Compact Disc).
25. *Trotet F., Jolivet L., Vidal O.* Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands (Cyclades, Greece) // Tectonophysics. 2001. Vol. 338. P. 179—206.
26. *Voo R., van der, Spakman W., Bijwaard H.* Tethyan subducted slabs under India // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 171. P. 7—20.
27. *Voo R., van der, Spakman W., Bijwaard H.* Mesozoic subducted slab under Siberia // Nature. 1999. Vol. 197. P. 246—249.

Поступила в редакцию  
02.02.2004