

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ  
ПРИ ОНЗ РАН  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ГИН РАН)  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ МГУ им. М.В.ЛОМОНОСОВА

# **ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ**

**Материалы LI-го Тектонического совещания**

**Том 2**

Москва  
ГЕОС  
2019

УДК 549.903.55 (1)

ББК 26.323

Т 76

**Проблемы тектоники континентов и океанов. Материалы LI  
Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2019. 371 с.**

**ISBN 978-5-89118-786-3**

Ответственный редактор

*К.Е. Дегтярев*

*На 1-ой стр. обложки: Интенсивно дислоцированные триасовые  
песчаники (светлое) и аргиллиты (темное). Остров Врангеля.  
Фото М.И. Тучковой.*

© ГИН РАН, 2019

© Издательство ГЕОС, 2019

**Отражение тектонической зональности и сегментации  
центральной части Альпийско-Гималайского пояса  
в структуре верхней мантии**

Центральная часть Альпийско-Гималайского орогенического пояса (АГП) от Адриатики до Западного Тянь-Шаня, Памира и Западных Гималаев характеризуется продольной зональностью и поперечной сегментацией. Продольная зональность выражена, прежде всего, наличием сутур Мезотетиса и Неотетиса и связанных с ними образований. В плиоцен-четвертичное время элементы продольной зональности испытали интенсивное, но неравномерное поднятие. Поперечная сегментация обусловлена тем, что вдоль пояса изначально чередовались северные выступы фрагментов распавшейся Гондваны и участки, где её граница отступала к югу. Контрастность таких участков усилилась в новейшую стадию коллизионного развития. Их перемещение оказало структурное воздействие на сопряжённые участки пояса. В итоге, в центральной части АГП выделены три главных мегасегмента. На западе это край Альпийско-Адриатического мегасегмента, представленный складчато-надвиговым поясом Динарид, а на востоке – край Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента. Основная часть территории принадлежит Анатолийско-Ирано-Кавказскому мегасегменту, который разделяется на сегменты с нечёткими структурными границами: Эгейско-Балканский, Анатолийско-Черноморский, Аравийско-Кавказский, Ирано-Каспийский и Афгано-Таджикский.

Для сопоставления с верхнекоровыми неоднородностями региона, выраженными в геологических структурах, составлены и проанализированы сейсмотомографические разрезы мантии вдоль 12 субширотных и субмеридиональных профилей по объемной модели вариаций скоростей продольных (Р) волн МПТ-P08 [3]. Эта модель имеет переменную детальность, зависящую от плотности станций и сейсмических событий (в этом смысле АГП является благодатным объектом), и ориентирована на исследование верхнемантийных неоднородностей. Модель представляет собой значения отклонения скоростей Р-волн от среднего значения ( $\delta V_p$ ), заданные в (%).

Анализ составленных сейсмотомографических разрезов совместно с разрезами, построенными ранее по другим объемным моделям продольных и поперечных волн [2 и др.], привёл к следующим результатам. На юге

---

<sup>1</sup> ФГБУН Геологический институт РАН, Москва, Россия; trifonov@ginras.ru, sysokolov@yandex.ru

региона выделяется Эфиопско-Афарский суперплюм (ЭАСП), который охватывает обширный субмеридионально удлинённый объём мантии, начинающийся от утолщения слоя  $D_1$  на границе ядра и мантии и разделяющийся кверху на несколько обособленных ветвей. В верхней мантии ЭАСП переходит в субгоризонтальные слои с пониженными значениями  $\delta V_p$ , интерпретируемые как подлитосферные потоки, наиболее интенсивные проявления которых прослеживаются от Эфиопии до Южной Аравии. Далее поток многократно ветвится. Его западная ветвь следует от Южной Аравии севернее Красного моря в Сирию, а восточная идёт в Иран. Севернее западная ветвь разделяется. Один поток продолжается на север и достигает Большого Кавказа и Керченско-Таманской области, где утоняется, поворачивает на запад и в утонённом виде прослеживается под Чёрным морем и к западу от него до Карпат. Причиной поворота является высокоскоростной барьер Скифской плиты и Восточно-Европейской платформы. Более южная ветвь западного потока следует до Центральной Турции, но западнее прерывается высокоскоростными объёмами верхней мантии. Ещё более южная ветвь западного потока уходит под Средиземное море, откуда потоки поступают в Альпийскую Европу. Иранская ветвь подлитосферного потока достигает Среднего Каспия и севернее деградирует. Восточное ответвление Иранской ветви уходит на севере до Копетдага, а на востоке достигает границы Пакистана и Афганистана. В Афганистане поток выражен фрагментарно.

Наименьшие мощности литосферы (~80 км) определяются над наиболее интенсивными подлитосферными потоками, а также под Центральным и Восточным Кавказом, причём эта сокращённая литосфера характеризуется пониженными значениями  $\delta V_p$ . Под Апшеронским порогом, Северо-Западным Кавказом и Крымом мощность возрастает до 100 км. Она составляет 150–200 км под Таманским полуостровом, 150 км под Средиземным морем (уменьшаясь до 100 км к Кипру), до 170 км под Западно-Черноморской впадиной, 100–150 км под хребтами Андрусова и Архангельского и Восточно-Черноморской впадиной. На севере Чёрного моря западнее Крыма мощность возрастает до 200 км, а под Скифской плитой и южным краем Восточно-Европейской платформы верхний слой с повышенными значениями  $dV_p$  достигает 550 км. Если на северо-западе Аравийской платформы мощность литосферы минимальна, то под юго-востоком платформы и Аравийским морем возрастает до 150 км.

Выделяются области субдуцированных слэбов с повышенными значениями  $\delta V_p$ . Они соответствуют зонам субдукции разных эпох мезозоя и кайнозоя и зонам скопления очагов промежуточных землетрясений. Такие области обнаружены: под Западными Динаридами – до 300 км; под западной частью Крито-Эллинской дуги – до 700 км; в зоне Вранча – до

150–200 км (мегаочаг промежуточных землетрясений); под Кипром и к югу от Понтида юго-западнее г. Синопа (зоны наклонены навстречу друг другу и сходятся на глубине ~500 км); под Загросом – до 250 км; севернее Макрана – на глубинах 200–700 км. Под Центральным Кавказом на глубинах 370–700 км фиксируется относительно высокоскоростной объём пододвинутой Скифской плиты, который устойчиво выделяется при анализе разных сейсмотомографических моделей и фрагментарно продолжается ниже под Малый Кавказ. На разрезе через Восточный Кавказ это пододвигание выражено слабее на глубинах 350–500 км. Вместе с тем, под Нижне-Куринской впадиной на глубинах до 150–170 км выделяется слэб, наклонённый на СВ. Ему отвечает гравитационный максимум Кюрдамир–Саатлы, где разрез Саатлинской сверхглубокой скважины [1] глубже 3540 м до забоя 8324 м сложен вулканогенными породами островодужного типа от средней юры до раннего мела. Возможно, слэб соответствует зоне субдукции Мезотетиса, завершившейся коллизией в раннем мелу.

На границе с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом высокоскоростных верхнемантийных объёмов становится больше. Гиндукушский мегаочаг промежуточных землетрясений выражен высокоскоростным клином глубиной до 600 км. От него под Центральный Памир, куда продолжается Памиро-Гиндукушская зона промежуточных землетрясений, протягивается высокоскоростной слой на глубинах 100–320 км. Южнее, под Бадахшаном, из-за высокоскоростных объёмов поток с пониженными значениями  $\delta V_p$  сокращается в мощности и огибает эти объёмы. Далее к югу высокоскоростной объём глубиной до 400 км выявлен под северо-западным флангом Индийской платформы. От него отходит на восток высокоскоростной слой на глубинах 100–300 км.

Поперечная сегментация земной коры АГП проявлена в строении верхней мантии по-разному. Наиболее отчётливы границы Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента АГП с соседними мегасегментами, Альпийско-Адриатическим и Памиро-Тибет-Гималайским. Первой соответствует высокоскоростной клин под северо-западной частью Крито-Эллинской дуги до глубин ~700 км. Он вмещает в себя Крито-Эллинскую зону современной субдукции и прослеживается на меньших глубинах под Западные Динариды. Граница с Памиро-Тибет-Гималайским мегасегментом обозначена в пределах АГП появлением значительных объёмов верхней мантии с повышенными значениями  $\delta V_p$ , достигающих местами глубин 650 км. Южнее граница Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента проходит по западному флангу Западно-Индийского подводного хребта, куда не проникает с запада верхнемантийный поток, распространяющийся от ЭАСП. В пределах Памиро-Тибет-Гималайского мегасегмента верхнемантийные потоки утонены, выражены не повсеместно и расположены

под литосферным слоем, неравномерно утолщённым кайнозойскими деформациями. Вероятно, потоки от ЭАСП проникали в этот мегасегмент в основном с юга, под Индийским океаном и Индией.

Границы сегментов внутри Анатолийско-Ирано-Кавказского мегасегмента выражены не столь резко и частично отличаются от их коровых границ. Так, наиболее контрастная граница между южными частями Ирано-Каспийского и Афгано-Таджикского сегментов проходит по западному краю Лутского массива, а не его восточному краю, как предполагалось по геологическим данным. Севернее эта граница следует между восточным окончанием Туркмено-Хорасанской складчатой области (Бадхыз) и Гератской зоной Афганистана. Граница выражена появлением под Южным Лутом высокоскоростного объёма верхней мантии, а севернее уменьшением к востоку интенсивности верхнемантийных потоков. Западнее границы ослабленный поток проникает в южную часть Туранской плиты, а восточнее не проникает.

Границе между Аравийско-Кавказским и Ирано-Каспийским сегментами на юге отвечает плохо различимая область разделения Кавказско-Средиземноморской и Иранской ветвей потока с пониженными значениями  $\delta V_p$ , распространяющегося от ЭАСП. На севере граница улавливается по незначительному утолщению литосферы и падению интенсивности потока под Каспием по сравнению с Кавказом.

Западная граница Аравийско-Кавказского сегмента на юге совпадает с Трансформой Мёртвого моря. К западу от Трансформы заметно падает интенсивность подлитосферного потока. Севернее, где положение этой границы по данным о строении коры оставалось неопределённым, анализ сейсмографических данных привёл к новым результатам. Обнаружились различия между Восточной Анатолией, где подлитосферный поток с пониженными значениями  $\delta V_p$  сохраняет высокую интенсивность, и Западной Анатолией с относительно высокоскоростной верхней мантией. Граница сегментов следует между ними и далее к северу приобретает северо-западное простирания, проходя вдоль юго-западного подножья вала Андрусова-Архангельского, где отмечена возрастанием к западу мощности литосферы. Северо-западнее граница выходит на Добруджу, где отмечена появлением к западу от неё высокоскоростных объёмов верхней мантии, и достигает юго-восточного окончания линии Тейсейра-Торнквиста – границы Восточно-Европейской платформы. Указанное положение границы Аравийско-Кавказского сегмента отражает единство его тектонических зон, в частности Горного Крыма и Большого Кавказа.

Исследования поддержаны грантом РФФИ № 17-05-00727.

## Литература

1. Саатлинская сверхглубокая (СГ-1) / Под ред. А. Ализаде и В.Е. Хаина. Баку: Нафта-Пресс, 2000. 288 с.
2. Соколов С.Ю., Трифонов В.Г. Роль астеносферы в перемещении и деформации литосферы (Эфиопско-Афарский суперплюм и Альпийско-Гималайский пояс) // Геотектоника. 2012. № 3. С. 3–17.
3. Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S., 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle // *Geochemistry Geophysics Geosystems* G<sup>3</sup>, 9 (5), 1–21.

**Е.С. Турова<sup>1</sup>, А.К. Алексеева, В.А. Басов, М.К. Косько,  
Л.В. Нехорошева, Р.Ф. Соболевская, А.В. Турова**

---

### **Геология геодинамического полигона острова Анжу: актуализация стратиграфической модели**

Островам Анжу принадлежит особая роль в ряду островных геологических реперов на арктическом шельфе Евразии. В отличие от островов и архипелагов с прекрасными обнажениями консолидированной коры здесь на поверхность выходят формации промежуточного структурного этажа вертикального разреза земной коры. Располагаясь в разрезе между осадочным чехлом и консолидированной корой, промежуточный структурный этаж представляется высоко перспективным в отношении нефти.

Структурно-вещественная и геодинамические – современная и историческая – модели островов Анжу вполне обеспечены геологической информацией для бассейнового моделирования акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Модели согласуются с обзорными тектоническими моделями Арктики. Опыт применения нефтегеологического репера Анжу может оказаться конструктивным для использования при оценке энергетических ресурсов приостровных акваторий Российской Арктики.

Структурно-вещественные комплексы, известные на островах Анжу, прослеживаются в область Центрально-Арктических поднятий Северного Ледовитого океана на хр. Ломоносова, поднятие Менделеева и в котловину Подводников.

---

<sup>1</sup> ФГБУ «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», Санкт-Петербург, Россия; evtugeo@mail.ru, akalexeeva@vniio.nw.ru, basovva@gmail.com, mkosko@mail.ru, anekhoroshev@mail.ru, alex2806@rambler.ru