

## Скорости $P$ -волн верхней мантии альпийских геосинклиналей Тетиса

*В.В. Гордиенко, И.В. Гордиенко, А.Я. Гордиенко, 2020*

Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 11 апреля 2019 г.

Цель работы — расчет распределения скорости распространения продольных сейсмических волн ( $V_p$ ) в верхней мантии на глубинах от раздела  $M$  до 400 км. Объект — территория Тетиса — пояс альпийских геосинклиналей, пересекающий всю Евразию от Гибралтара до Индонезийского архипелага.

Модель первого приближения построена по данным предыдущих исследований и нашим результатам по островным дугам. Удалось подобрать распределение скорости в верхней мантии Тетиса, по которому рассчитан годограф, близкий к наблюдаемому. Степень согласования вполне достаточна для признания выбранного скоростного разреза реальным. Используются данные по примерно 18 000 землетрясениям, волны от которых достигли 27 сейсмостанций. Расположение эпицентров землетрясений и станций обеспечивало прохождение сейсмических лучей именно по верхней мантии различных регионов Тетиса. В районе о-ва Суматра построенные годографы были сопоставлены с годографами, полученными нами ранее при изучении верхней мантии островных дуг и береговых хребтов Тихоокеанского кольца. Согласование годографов признано удовлетворительным. Полученное таким образом распределение  $V_p$  сопоставлено с вычисленным по представлениям адвекционно-полиморфной гипотезы. Скоростная модель верхней мантии докембрийской платформы вне зон современной активизации дополнена влиянием аномальных температур обоих знаков в недрах геосинклинали. Результат несколько отличается от вычисленного ранее для верхней мантии островной дуги. Основных причин такого отличия две: вероятность несколько большей радиогенной теплогенерации в породах верхней мантии дуги и несколько меньшая типичная мощность земной коры под дугой. Расхождения между моделями невелики, в среднем составляют около 0,03 км/с. Они не превышают расхождений, связанных только с погрешностями расчетов. Заметное превышение величины расхождений обнаруживается только на глубине 400 км, где неопределенность результатов расчета максимальна.

Расхождение экспериментального и расчетного скоростных разрезов верхней мантии Тетиса составляет 0,05 км/с. Можно полагать, что разрезы совпадают.

**Ключевые слова:** Тетис, верхняя мантия, скорости  $P$ -волн.

**Введение.** Авторы поставили перед собой задачу построить одномерные скоростные разрезы верхней мантии под регионами со всеми разновидностями глубинных процессов на континентах и в океанах. В них отсутствуют многие детали распределения скорости продольных сейсмических волн ( $V_p$ ), но они демонстрируют характеристики мантии под областями с разными эндогенными режимами, как правило, достаточные для их диагностики. Океанская

часть этой программы в основном завершена [Gordienko, Gordienko, 2016]. Среди исследованных регионов были и островные дуги, и береговые хребты Тихоокеанского кольца. Авторы считают их геосинклиналями, преимущественно осложненными зонами современной активизации, т. е. фактически не океанскими структурами. В данной статье рассмотрены аналоги этих образований на континентах. В настоящее время к ним можно отнести только геосин-

клинали Тетиса. Остальные пояса находятся на стадии постгеосинклинальных платформ, иногда осложненных зонами активизации.

Изучаемый геосинклинальный пояс протягивается от Гибралтара до островных дуг Индонезии. Яванско-Суматранская система дуг рассмотрена в статье [Gordienko, Gordienko, 2016]. Поэтому будем анализировать скоростные разрезы верхней мантии от Атласа-Бетид до Гималаев и складчатого пояса Индокитая включительно (рис. 1). Построения для Явано-Суматранской системы выполнены только для сравнения с полученными ранее результатами (использованы другие сейсмостанции и землетрясения). Длина геосинклинального пояса в принятых пределах превышает 10 000 км.

**Постановка задачи и ход ее решения.** Скоростные разрезы верхней мантии Тетиса — не самоцель. Они сравниваются с независимо установленными по тепловым, которые, в свою очередь, получены на основе схемы глубинных процессов по адвекционно-полиморфной гипотезе (АПГ). Таким образом осуществляется контроль ее правильности [Gordienko, Gordienko, 2016]. Согласованность экспериментальных и расчетных разрезов должна быть не меньше, чем это обусловлено погрешностями построения обоих.

Обычные отклонения индивидуальных значений времен пробега волн от осредняющего годографа указывают на возможную погрешность определения скорости в

значительном интервале глубин (не менее 50—100 км) в 0,05—0,10 км/с. Примерно такая же вероятная величина погрешности  $V_p$  обусловлена ошибками в построении тепловой модели. Соответственно, вызванное погрешностями расхождение между экспериментальным и расчетным скоростными разрезами верхней мантии не должно находиться на уровне более 0,10 км/с. Считалось, что большие отклонения указывают на несоответствие экспериментальных разрезов расчетным, построенным по представлениям АПГ. Эти оценки вполне можно перенести и на результаты сравнения построенных авторами скоростных разрезов с полученными другими специалистами в тех же регионах. Такой подход использовался при предварительном рассмотрении задачи, когда еще до анализа фактического материала скоростной разрез островной дуги (или берегового хребта Тихоокеанского кольца) сравнивался с результатами предыдущих исследований геосинклиналей Тетиса. Этим путем было установлено, что принятое представление о совпадении (близости) глубинных процессов в тектоносферах континентальных геосинклиналей и переходных зон примерно подтверждается таким видом контроля.

Затем следовал этап собственно моделирования. Проведено обобщение имеющейся сейсмологической информации о скоростных разрезах коры и верхней мантии, которые затем использовались в качестве моделей первого приближения при расчете

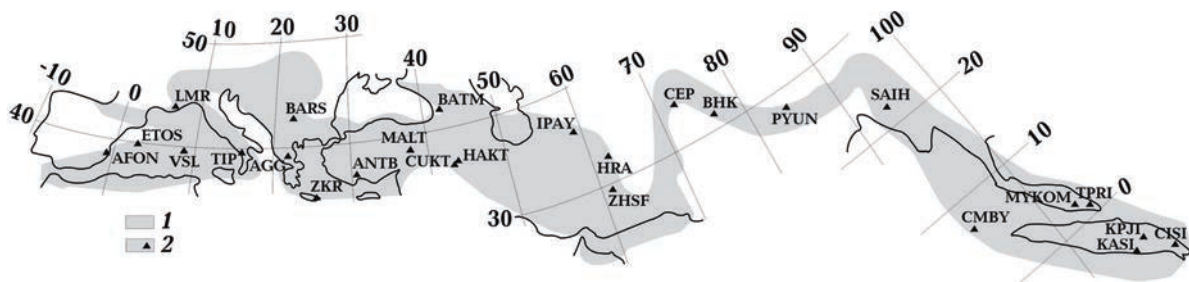


Рис. 1. Контур геосинклинального пояса Тетис [Хаин, 1984 и др.] (1) и размещение использованных сейсмостанций (2).

Fig. 1. The contour of the Tethys geosynclinal belt [Khain, 1984 etc.] (1) and the location of the used seismic stations (2).

годографа, согласующегося с экспериментальным в регионе [Gordienko, Pavlenkova, 1985; Rodgers, Schwarts, 1996; Cimini, De Gori, 1997; Lippitsch, 2002; Mokhtari et al., 2004; Alinaghi et al., 2007; Behm et al., 2007; Lippitsch et al., 2007; Zhang et al., 2012; Northern ..., 2012; Dec et al., 2014 и др.]. Собрана информация о временах пробега сейсмических волн вдоль траекторий, позволяющих предполагать, что построенный годограф характеризует верхнюю мантию именно изучаемого региона [International ..., 2014]. Времена пробега волн пересчитываются для единой глубины источников — на уровне средней глубины раздела М (40 км).

Большинство геосинклиналей Тетиса охвачены процессами современной активизации, т. е. создаваемые скоростные модели характеризуют не только геосинклинальный процесс. На некоторых срединных массивах (Паннония, Тирренское море и др.) влияние активизации на земную кору очень значительно, приближается к результатам океанизации. Возрасты активных этапов геосинклинального процесса (табл. 1) и активизации фрагментов Тетиса заметно различаются, причем не только от региона к региону, но и внутри некоторых из них. Все это создает дополнительные помехи для расчетов, но оценка величины ожидаемых искажений свидетельствует о том, что они не достигают критической величины.

Тем не менее построения лучше прове-

сти отдельно для естественных фрагментов Тетиса [Хаин, 1984 и др.] и сопоставить полученные результаты.

Построенный годограф для удобства редуцируется с учетом скорости 8,2 км/с. Определяется качество построенных годографов по величине отклонений индивидуальных точек от осредняющей кривой. Оценки погрешности расчета для большей части годографа дают величину не меньше 1—1,5 с. Скорее всего они значительней, но обоснованно их установить не удастся. В качестве критерия пригодности годографа для использования была принята средняя величина отклонения индивидуальных точек от него не более 2 с [Gordienko, Gordienko, 2016]. Рассчитывается скоростной разрез верхней мантии, соответствующий годографу, который наиболее полно согласуется с экспериментальным, по программе SEIS-83 И. Пшенчика и В. Червени. Используя эти данные, можно переходить к сравнению.

**Результаты предыдущих работ.** К настоящему времени в большинстве изучаемых регионов проведены сейсмотографические исследования, построены 3D скоростные модели верхней мантии.

По многочисленным публикациям, где представлены преимущественно томографические модели, были отобраны скоростные разрезы верхней мантии основных геосинклиналей Тетиса. Они сопоставлены с

**Т а б л и ц а 1. Возрасты (млн лет) основных этапов складчатости в регионах Тетиса [Гансер, 1967; Closs et al., 1978; Хаин, 1984 и др.]**

Регион	Возраст	Регион	Возраст	Регион	Возраст
Бетиды, Атлас	35	Элиниды	35	Большой Балхан	25
Пиренеи	35	Динариды	35	Загрос	40
Южный Прованс	40	Апеннины	30	Малый Кавказ	40
Альпы	30	Тавр	30	Памир	30
Большой Кавказ	30	Карпаты	25	Каракорум	30
Аджаро-Триалетия	40	Копетдаг	30	Гималаи	20
Балканиды	50	Эльбурс	40	Западный Индоки- тай	20
Понт	30				

разрезом островной дуги, результаты приведены на рис. 2 в виде сравнения осредненной скоростной модели Тетиса с моделью дуги.

Расхождение между скоростными разрезами дуг и геосинклиналей на глубине 50 км связано с различием в мощности коры. Более тонкая кора дуг позволяет последнему кванту тектонического действия (КТД — [Гордиенко, 2017]) современной активизации подняться ближе к поверхности, и глубина 50 км оказывается вблизи центра перегретого объекта. При переменной мощности коры в районе Альп под Мохо оказываются очень изменчивые скорости (7,85—8,15 км/с). Среднее больше похоже на 7,9 км/с. А по региональной модели фиксируется 8,05 км/с [Lippitsch, 2002; Behm et al., 2007]. Меньшие вариации в Иране: под Эльбурсом, Загросом, Копетдагом, Гиндукушем, Центральным нагорьем — 7,93 ÷ 8,09 км/с [Mokhtari et al., 2004; Alinaghi et al., 2007].

Различия разрезов на глубине 450 км и более обусловлены тем, что в скоростные модели геосинклиналей априорно включен скачок  $V_p$  на 410 км. В модели островной дуги такой элемент отсутствует. По схеме процесса в соответствии с АПГ аномальное увеличение скорости с глубиной начинается при данном типе эндогенного режима глубже. Это следствие АПГ подтверждается данными работ, специально направленных на изучение положения кровли слоя полиморфных преобразований [Гордиенко, 2018].

В средней части разрезов верхней мантии наблюдается практическое совпадение скоростей во всех моделях, что естественно при адвективном характере теплопереноса в верхней мантии.

В целом результаты сравнений можно расценить как указывающие на совпадение скоростных разрезов в рамках погрешностей. Поэтому необходимо ответить на вопросы: зачем нужна предлагаемая работа? Почему нельзя использовать уже имеющиеся сведения? Ведь они предполагают гораздо большую детальность скоростных моделей. Приводимые в публикациях погрешности указывают на их небольшую

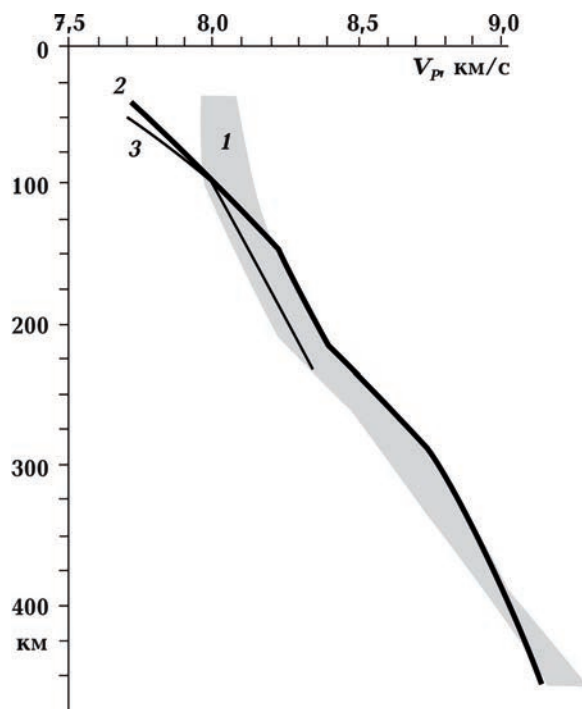


Рис. 2. Сравнение скоростных разрезов верхней мантии геосинклиналей Тетиса (1) с разрезом островной дуги (2), скорости при температуре солидуса мантийных пород (3).

Fig. 2. Comparison of the velocity sections of the upper mantle of the Tethys geosynclines (1) with the section of the island arc (2), velocities at the solidus temperature of mantle rocks (3).

величину. Однако методы оценки ошибок вызывают вопросы. Не вдаваясь в их сущность, приведем некоторые сведения на эту тему.

Наиболее объективной оценкой погрешности представляется сравнение результатов повторных экспериментов. Во многих районах построено более одной модели, что создает условия для таких сопоставлений. Вероятно, наименьшая погрешность может быть обнаружена, когда модели для одного района построены несколько раз теми же авторами. При сравнении моделей в работах [Гейко и др., 1993; 1998, Гинтов и др., 2014] расхождения между ними составляют в среднем 0,12 км/с. Если их сравнить с моделями других авторов [Харитонов и др., 1993; Zaharia et al., 2009; Яновская и др., 2016], то расхождения увеличиваются до 0,20—0,25 км/с. Предполагая ошибки срав-

ниваемых моделей одинаковыми, определим типичную величину как 0,14—0,18 км/с. При такой погрешности значительная часть выделяемых авторами аномалий недостоверна. На Камчатке и прилегающей части океана в сложной ситуации переходной зоны построено несколько скоростных моделей мантии [Gorbatov et al., 2000; Гонтовая и др., 2006; Низкоус и др., 2006; Jiang et al., 2009]. Различия разрезов позволяют оценить погрешность по данным [Gorbatov et al., 2000], в 0,3 км/с, по [Jiang et al., 2009] — 0,15 км/с. Различия моделей Альп, приведенных в работе [Lippitsch et al., 2007], свидетельствуют о близкой величине погрешностей. Некоторые примеры скоростных разрезов, построенных для совпадающих пунктов Альп, Камчатки и Карпат, приведены на рис. 3. Для контроля схем глубинных процессов эти данные неприменимы. Погрешности соответствуют ошибкам в глубинных температурах не менее 300 °С. Поэтому такие сведения использовались только на первом этапе работы и в основном в осредненном виде.

Одной из причин погрешностей скоростных разрезов представляется современная методика расчета параметров землетрясений. Легко убедиться в том, что ее использование дает весьма изменчивые результаты, часто непригодные для выявления реальных аномалий скорости в мантии [Гордиенко, Гордиенко, 2018]. В работе [Kissling et al., 1994] и последующих публикациях этих авторов рассмотрены источники ошибок и способ их минимизации: «... полученные решения и оценки надежности зависят от исходной эталонной модели. Несоответствующие модели могут привести к артефактам значительной амплитуды. ... мы выступаем за применение одного и того же инверсионного формализма для определения гипоцентров и одномерных (1D) параметров скоростной модели, включая поправки на станции, в качестве первого шага в процессе трехмерного моделирования. Мы называем полученную модель скорости минимальной 1D моделью. ... трехмерное изображение, полученное с минимальной одномерной моделью, намного ближе к

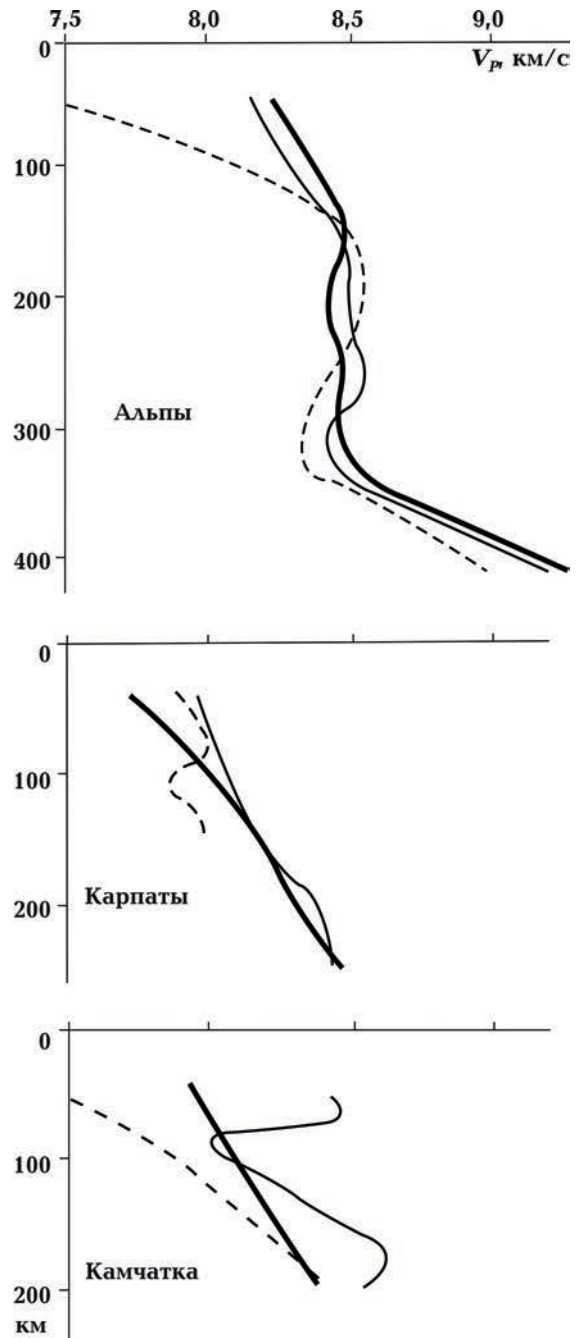


Рис. 3. Сравнение скоростных разрезов (частей томографических моделей), построенных разными авторами (см. выше).

Fig. 3. Comparison of velocity sections (parts of tomographic models) constructed by different authors (see above).

истинной модели, чем то, которое получено с помощью априорной эталонной модели» [Kissling et al., 1994, с. 19635].

Предлагаемый подход отличается боль-

шой трудоемкостью (за прошедшие 25 лет построены лишь несколько основанных на нем моделей для сравнительно небольших районов) и ограничивает диапазон исследуемых глубин.

На рис. 4 и в табл. 2 показаны результаты индивидуальных сопоставлений скоростных разрезов регионов Тетиса с моделью для островной дуги. Это дает возможность представить амплитуды возможных отклонений от обобщенного скоростного разреза.

Как правило, почерпнутые из результатов предыдущих исследований скоростные модели оказываются близки к полученным авторами под островными дугами. Но встречаются и исключения, которые могут проявиться в виде расхождений между индивидуальными моделями для частей пояса.

**Построение годографов для геосинклиналей Тетиса.** Сбор данных о землетрясениях, происходивших в пределах Тетиса, выполнялся с использованием [International ..., 2014 и др.]. Обнаружилась крайняя неравномерность изученности территории (табл. 3 и рис. 1) и концентрация большого количества событий на сравнительно незначительном расстоянии от сейсмостанций. Естественно, эти недостатки исходного материала заметно ограничивали возможности изучения многих фрагментов пояса. Однако относительная узость Тетиса и частые резкие изменения простиранья не дают возможности изменить ситуацию.

Дополнительным источником погрешности служит и принятие одной глубины, к которой приведены параметры всех источников. Реальные различия мощности коры

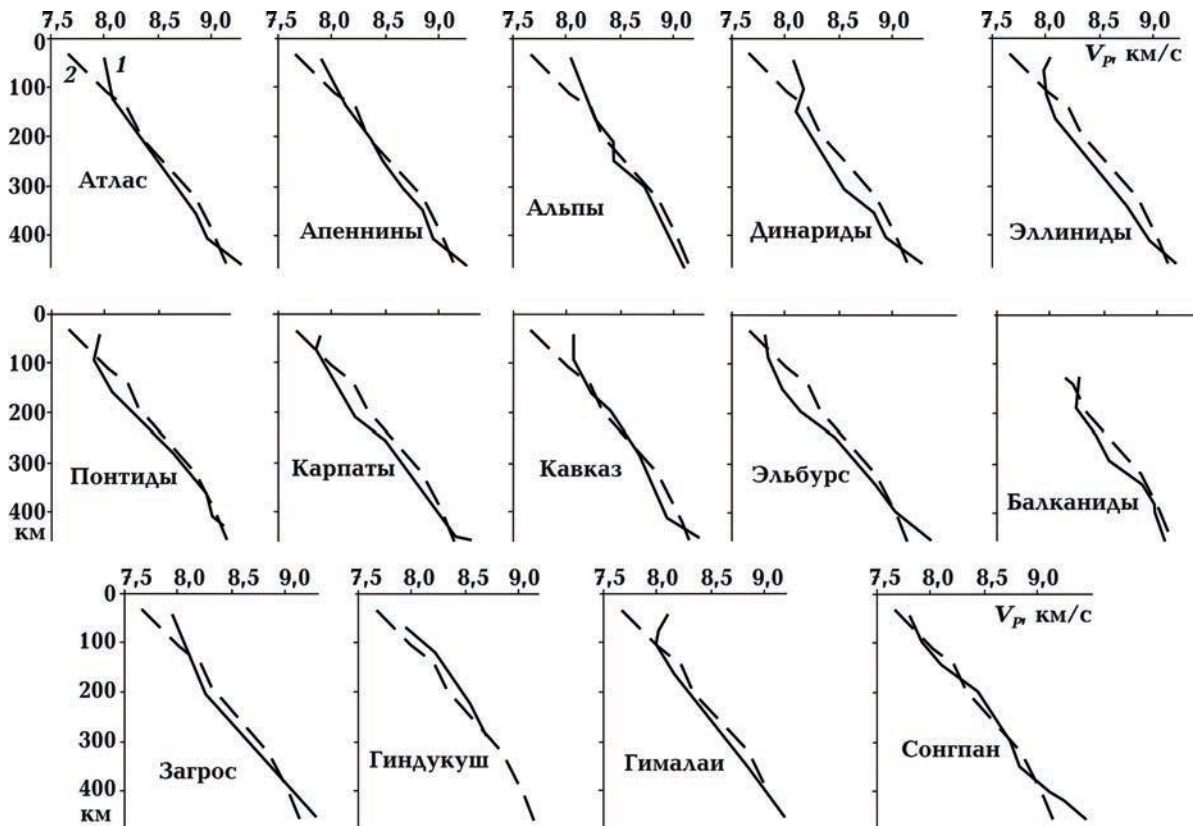


Рис. 4. Сравнение скоростных разрезов верхней мантии регионов Тетиса (1) с разрезом под островными дугами (2).

Fig. 4. Comparison of the velocity sections of the upper mantle of the Tethys regions (1) with the section under the island arcs (2).

**Т а б л и ц а 2.** Различия скоростных моделей верхней мантии под геосинклиналями Альпийско-Индонезийского пояса и Тихоокеанского кольца, по [Gordienko, Gordienko, 2016]

Регион	$\pm \Delta V$ , км/с	Регион	$\pm \Delta V$ , км/с	Регион	$\pm \Delta V$ , км/с
Атлас	0,13	Понтиды	0,09	Загрос	0,10
Апеннины	0,10	Карпаты	0,11	Гиндукуш	0,11
Альпы	0,09	Кавказ	0,12	Гималаи	0,12
Динариды	0,13	Эльбурс	0,14	Сонгпан	0,08
Эллины	0,13	Балканиды	0,09	Среднее	0,11

[Кунин, 1989 и др.] на части территории могут достигать 10 км. Это достаточно для заметного смещения уровня наблюдаемого годографа. Практически такой эффект не был обнаружен, что связано, скорее всего, с повышенными значениями  $V_p$  в низах мощной коры складчатых зон геосинклиналей и относительно низкими (из-за интенсивного прогрева) скоростями в верхних горизонтах мантии под утоненной корой срединных массивов.

В результате построения проведены по данным 23 станций в собственно Тетисе и 3 на Суматре.

По данным станции MALT годограф построить нельзя: все землетрясения происходят практически на одном расстоянии от нее. На станциях TIP и BATM при построении годографов обнаруживается сильный разброс части точек, явно связанный с помехами. Данные по этим станциям исклю-

чены из рассмотрения, хотя часть точек на годографе располагается примерно так же, как для других станций. В районах станций AFON, ETOS, LMR, VSL, ANTB, HAKT, CEP, BHK, PYUN удалось построить только относительно короткие годографы длиной до  $10-11^\circ$ . Сейсмический луч проникает на таком расстоянии в реальную мантию на глубину до 100–120 км. На станциях BARS, ZKR, CUKT, ZHSF, CMBY получены годографы длиной до  $15-17^\circ$  и глубиной проникновения лучей до 250 км. И только на станциях AGG, IPAY, HRA, SAIN, MYKOM, KASI, DBJI, CISI, TPRI удалось построить годографы длиной более  $20^\circ$ , соответствующие всей необходимой глубине исследования — более 400 км.

При построении годографов для отдельных частей Тетиса проверены отклонения отдельных точек от осредняющей кривой. Пример (для станции KPJI, где отклонения

**Т а б л и ц а 3.** Количество землетрясений, данные о которых были использованы при построении годографов на территории Тетиса

Тетис								Суматра	
Станция	N	Станция	N	Станция	N	Станция	N	Станция	N
AFON	100	BARS	1498	HAKT	118	PYUN	391	KASI	895
ETOS	1387	ZKR	1051	IPAY	807	SAIN	95	DBJI	434
LMR	1724	ANTB	485	HRA	277	CMBY	165	CISI	1340
VSL	428	MALT	131	ZHSF	1250	MYKOM	2091	<b>Всего</b>	<b>2669</b>
TIP	45	BATM	22	CEP	246	TPRI	306		
AGG	2207	CUKT	462	BHK	81	<b>Всего</b>	<b>15 367</b>		

одни из самых больших) приведен на рис. 5.

Среднеквадратическое значение отклонений составляет 1,8 с, что можно оценить как приемлемый результат.

Было проведено сопоставление годографов для сейсмостанций Суматры, использованных в работе [Gordienko, Gordienko, 2016], и построенных в данной работе для той же территории. Естественно, построение выполнено для глубины, к которой приводились источники, совпадающей с использованной нами ранее — 30 км (рис. 6). Они практически идентичны, расхождения на протяжении годографов везде меньше 1 с. Очевидно, скоростные разрезы также должны согласовываться. Этот пример, как и приведенные выше, свидетельствует о близости распределений  $V_p$  в верхней мантии континентальных геосинклиналей и островных дуг.

Сравнение годографов для различных районов Тетиса внутри указанных выше групп (т. е. различающихся по длине) показывает, что они довольно близки друг к другу. Средние отличия от осредняющих кривых составляют около 0,6—0,8 с, что позволяет считать их обусловленными погрешностями процедуры построения. Совмеще-

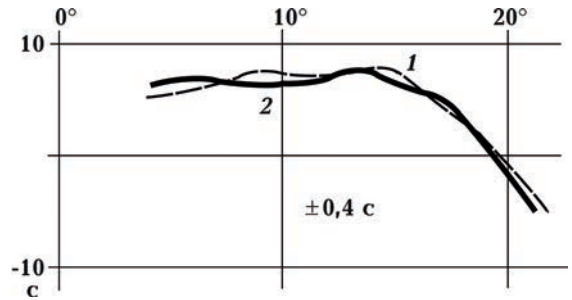


Рис. 6. Сравнение годографа для Суматры, полученного в работе [Gordienko, Gordienko, 2016] (1), с построенным в данной статье (2) по станциям KASI, DBJI и CISI (см. рис. 1).

Fig. 6. Comparison of the travel time for Sumatra, obtained in work [Gordienko, Gordienko, 2016] (1), with the one constructed in this article (2) for stations KASI, DBJI, and CISI (see Fig. 1).

ние годографов (рис. 7) также не обнаруживает существенных расхождений между ними.

Количества индивидуальных годографов в каждой из трех групп близки, поэтому можно для интерпретации использовать среднюю линию.

**Скоростной разрез верхней мантии Тетиса.** Опираясь на модель первого приближения, включающую данные предыдущих исследований и наши результаты по островным дугам, удалось подобрать распределение  $V_p$  в верхней мантии Тетиса, по которому рассчитан годограф, близкий к наблюдаемому (рис. 8).

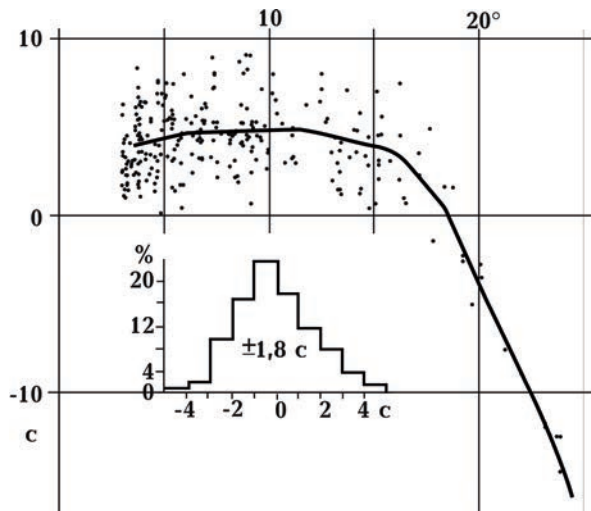


Рис. 5. Годограф (индивидуальные точки и осредняющая кривая) и гистограмма распределения отклонений.

Fig. 5. Travel time (single points and averaging curve) and histogram of deviation distribution.

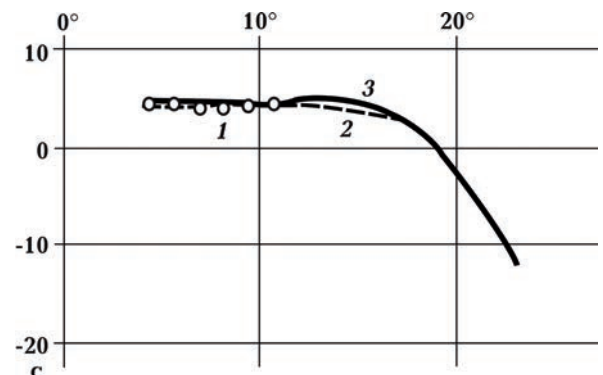


Рис. 7. Наблюдаемые годографы длиной до 10° (1), до 17° (2) и более 20° (3), полученные на территории Тетиса.

Fig. 7. Observed travel times up to 10° (1), up to 17° (2) and more than 20° (3), obtained in the Tethys area.



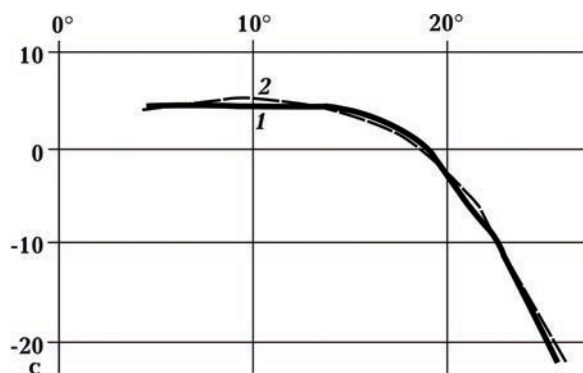


Рис. 8. Сравнение наблюдаемого (1) и расчетного (2) годографов.

Fig. 8. Comparison of the observed (1) and calculated (2) travel times.

Степень согласования вполне достаточна для признания использованного скоростного разреза реальным.

Полученное таким образом распределение  $V_p$  сопоставлено с вычисленным по скоростной модели верхней мантии докембрийской платформы вне зон современной активизации с учетом аномальных температур обоих знаков в недрах геосинклинали. Необходимо отметить, что последняя модель несколько отличается от построенной ранее для верхней мантии островной дуги. Основных причин такого отличия две: 1) вероятность несколько большей радиогенной теплогенерации в породах верхней мантии дуги; 2) несколько меньшая типичная мощность земной коры под дугой, позволяющая кровле зоны мантийного теплопереноса оказаться ближе к поверхности. Небольшие расхождения, в среднем около 0,03 км/с, могут быть связаны только с погрешностями расчетов. Заметное превышение величины расхождений обнаруживается только на глубине 400 км, где по указанным выше причинам неопределенность результатов расчета максимальна.

Расхождение между скоростными разрезами геосинклиналей Тетиса и островных дуг (включая береговые хребты Северной и Южной Америки) составляет около 0,04 км/с, т. е. может быть полностью объяснено ошибками расчета (рис. 9). Отметим, что они оказываются очень маленькими — на уров-

не 0,03 км/с. Конечно, речь идет о погрешности только осредненных значений скорости  $P$ -волн в мантии, но и такой результат представляется интересным, так как свидетельствует о возможности надежной диагностики типа эндогенного режима, совпадающего у сравниваемых регионов при всем внешнем различии их расположения относительно границ континентов и океанов.

Расхождение экспериментального и расчетного скоростных разрезов верхней мантии Тетиса составляет 0,05 км/с, т. е. их можно признать соответствующими друг другу.

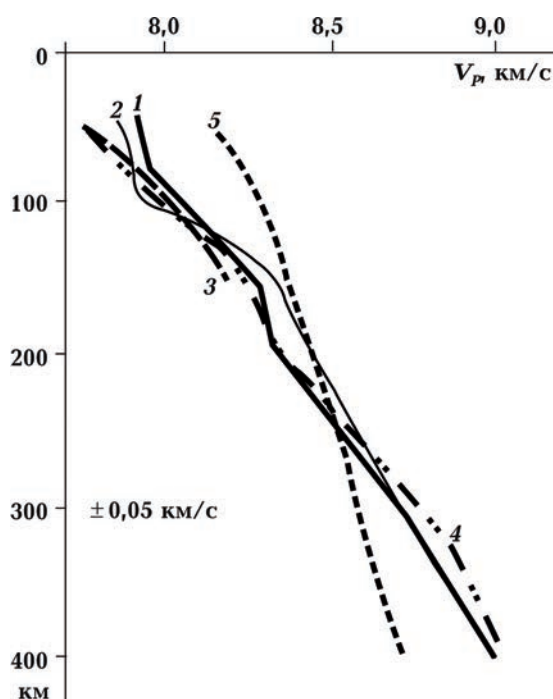


Рис. 9. Средний скоростной разрез верхней мантии геосинклиналей Тетиса: 1 — распределение  $V_p$ , полученное в данной статье, 2 — скоростная модель, рассчитанная по представлениям АПГ, 3 — уровень  $V_p$  при температуре плавления, 4 — экспериментальный разрез островной дуги, 5 — распределение скорости  $P$ -волн в верхней мантии докембрийской платформы.

Fig. 9. Average velocity section of the upper mantle of the Tethys geosynclines: 1 —  $V_p$  distribution obtained in this article, 2 — velocity model calculated according to APH concepts, 3 —  $V_p$  level at the melting temperature, 4 — experimental section of the island arc, 5 — distribution of  $P$ -wave velocity in the upper mantle of the Precambrian platform.

В верхней части разреза значения  $V_p$  указывают на большую вероятность существования в верхней мантии небольшой по мощности зоны частичного плавления. Во многих геосинклиналях Тетиса очевидны проявления современной (постгеосинклинальной) активизации. Она обусловлена выносом мантийных выплавов в кору, что способствовало сокращению астеносферы.

Построенная скоростная модель позволяет рассмотреть возможность объяснения геосинклинального процесса замкнутой конвекцией мантийного вещества. Наиболее реальной оценкой представляется следующая схема. Данные о параметрах магматических очагов в подкоревой мантии [Гордиенко, 2014 и др.] будем рассматривать как информацию о температуре у подошвы верхнего погранслоя. Нижний погранслои логично разместить в зоне полиморфных переходов (глубже 450 км), где резко увеличивается плотность и вязкость пород, вовлечение их в перемещение проблематично. В промежутке температура должна быть близкой к адиабатической (градиент около  $0,5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$ ). Построенная для таких условий скоростная модель не будет заметно отличаться от экспериментальной в верхнем погранслое, но глубже превышения над экспериментальными быстро увеличиваются до  $0,2 \text{ км/с}$ . Такая аномалия сохраняется по крайней мере до 300 км, глубже сокращается. В целом согласование с построенной моделью оказывается гораздо хуже, причем различия сохраняют знак, что (не говоря уже о величине) не дает возможности объяснить их ошибками. Использование схемы адвективного процесса, как показано выше, вполне позволяет такое объяснение.

**Выводы.** Прделанная работа, основанная как на использовании результатов, достигнутых ранее на территории Тетиса другими авторами, так и на получении новых данных о распределении скорости *P*-волн в верхней мантии геосинклинального пояса Евразии, позволила с большой определенностью констатировать стабильность распределения  $V_p$  в регионах (отдельных геосинклиналях) и близость ско-

ростного разреза к установленному нами раньше под островными дугами и прибрежными хребтами Тихого океана. Обе модели согласуются в рамках, обусловленных погрешностями, с независимо рассчитанными в рамках представлений адвекционно-полиморфной гипотезы.

Экспериментальные и расчетные скоростные разрезы верхней мантии под геосинклиналями Тетиса и Тихоокеанского кольца представлены в табл. 4, что дает возможность подробно представить вариации рассматриваемых параметров во всех интервалах глубин верхней мантии.

Собрав все расхождения между результатами определения скорости из табл. 4, получим гистограмму, указывающую на среднеквадратическое отклонение около  $0,07$

**Т а б л и ц а 4.** Распределение по глубине скорости *P*-волн в экспериментальных ( $V_{\text{эк}}$ , км/с) и расчетных ( $V_{\text{рас}}$ , км/с) моделях верхней мантии изученных регионов

<i>H</i> , км	Тетис		Тихоокеанское кольцо	
	$V_{\text{эк}}$	$V_{\text{рас}}$	$V_{\text{эк}}$	$V_{\text{рас}}$
50	7,92	7,86	7,75	7,86
75	7,95	7,90	7,88	7,90
100	8,05	7,94	7,99	7,94
125	8,17	8,20	8,14	8,14
150	8,27	8,33	8,26	8,25
175	8,32	8,41	8,31	8,33
200	8,36	8,46	8,36	8,42
225	8,43	8,53	8,45	8,50
250	8,52	8,60	8,57	8,60
275	8,62	8,67	8,67	8,70
300	8,72	8,75	8,79	8,72
325	8,80	8,81	8,89	8,76
350	8,88	8,89	8,94	8,80
375	8,95	8,96	9,00	8,85
400	9,02	9,01	9,06	8,90

км/с. Приняв погрешности использованных методов примерно равными, приходим к ошибке каждого из них около 0,05 км/с. Эта величина совпадает с установленной при сравнении распределения скорости в двумерной модели верхней мантии (до

глубины 200 км) под восточной Камчаткой с использованием схемы расчета по Э. Кисслингу [Низкоус и др., 2006] с моделью по АПГ [Гонтовая и др., 2006]. Достигнутые согласования свидетельствуют о надежности результатов проделанной авторами работы.

### Список литературы

- Гансер А. Геология Гималаев. Москва: Мир, 1967. 349 с.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Ливанова Л.П., Санникова Н.П. Скорости *P*-волн в верхней мантии впадины Черного моря и структура юга Украины по данным землетрясений. В кн.: Геодинамика и глубинное строение сейсмогенных зон Украины. Киев: Наук. думка, 1993. С. 31—59.
- Гейко В.С., Цветкова Т.А., Санникова Н.П., Ливанова Л.П., Гейко К.В. Региональная 3D *P*-скоростная структура мантии северо-западной Евразии. *Геофиз. журн.* 1998. Т. 20. № 3. С. 67—91.
- Гинтов О.Б., Егорова Т.П., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Муровская А.В. Геодинамические особенности зоны сочленения Евразийской плиты и Альпийско-Гималайского пояса в пределах Украины и прилегающих территорий. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 5. С. 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568>.
- Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива. *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* 2006. № 2. С. 107—121.
- Гордиенко В.В. Глубина кровли переходной зоны между верхней и нижней мантией Земли. *Доп. НАН України.* 2018. № 4. С. 60—65.
- Гордиенко В.В. О *РТ*-условиях магматических очагов в мантии Земли. *Геофиз. журн.* 2014. Т. 36. № 6. С. 28—57. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111022>.
- Гордиенко В.В. Тепловые процессы, геодинамика, месторождения. 2017. 283 с. Режим доступа: [https://docs.wixstatic.com/ugd/6d9890\\_090e4a0466b94934b7d7af8c751a70bf.pdf](https://docs.wixstatic.com/ugd/6d9890_090e4a0466b94934b7d7af8c751a70bf.pdf).
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. О скорости распространения продольных сейсмических волн в подкорковой мантии Карпатского региона. *Доп. НАН України.* 2012. № 3. С. 95—100.
- Гордиенко В.В., Гордиенко Л.Я. Скоростная модель подкорковой мантии Украины. *Геофиз. журн.* 2018. № 6. С. 29—50. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151004>.
- Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. Москва: Недра, 1989. 288 с.
- Низкоус И.В., Кисслинг Э., Санина И.А., Гонтовая Л.И. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан—континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии. *Физика Земли.* 2006. № 4. С. 18—29.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс Москва: Недра, 1984. 344 с.
- Харитонов О.М., Красовский С.С., Куприенко П.Я., Кутас В.В., Сологуб Н.В., Дрогицкая Г.М., Тимошенко В.И., Шляховский В.А. Литосферный трансект Вранча—Южно-Украинская АЭС. *Геофиз. журн.* 1993. Т. 15. № 5. С. 23—31.
- Яновская Т.Б., Гобаренко В.С., Егорова Т.П. Строение подкорковой литосферы Черноморского бассейна по сейсмологическим данным. *Физика Земли.* 2016. № 1. С. 15—30.
- Alinaghi, A., Koulakov, I., & Thybo, H. (2007).

- Seismic tomographic imaging of P and S waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1089—1102. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03317.x>.
- Behm, M., Bruckl, E., & Mitterbauer, U. (2007). A New Seismic Model of the Eastern Alps and its Relevance for Geodesy and Geodynamics. *Vermessung & Geoinformation*, (2), 121—133.
- Cimini, B., & De Gori, P. (1997). Upper mantle velocity structure beneath Italy from direct and secondary P wave teleseismic tomography. *Annali di Geofisica*, XL(1), 175—194. <https://doi.org/10.4401/ag-3944>.
- Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.). (1978). *Alps, Apennines, Hellenides*. Stuttgart: Nägele und Obermiller, 620 p.
- Dec, M., Malinowski, M., & Perchuc, E. (2014). A new model of the upper mantle structure beneath the western rim of the East European Craton. *Solid Earth*, (5), 523—535. <https://doi.org/10.5194/se-5-523-2014>.
- Gorbatov, A., Widiyantoro, S., Fukao, Y., & Gordeev, E. (2000). Signature of remnant slabs in the North Pacific from P wave tomography. *Geophysical Journal International*, 142(1), 27—36. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00122.x>.
- Gordienko, L., & Gordienko, V. (2016). P wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Journal*, (3), 389—405.
- Gordienko, V.V., & Pavlenkova, N.I. (1985). Combined geothermal-geophysical models of the Earth's crust and upper mantle for the European continent. *Journal of Geodynamics*, 4(1-4), 75—90. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(85\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(85)90053-5).
- International Seismological Centre. (2014). Retrieved from <http://www.isc.ac.uk>.
- Jiang, G., Zhao, D., & Zhang, G. (2009). Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics*, 465(1-4), 190—203. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.019>.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635—19646. <https://doi.org/10.1029/93JB03138>.
- Lippitsch, R. (2002). Lithosphere and upper mantle P wave velocity structure beneath the Alps by high-resolution teleseismic tomography. *Doctor's thesis*. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-004484684>.
- Lippitsch, R., Kissling, E., & Ansorge, J. (2007). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8), 2376. <https://doi.org/10.1029/2002JB002016>.
- Mokhtari, M., Farahbod, A., Lindholm, C., Alahyarkhani, M., & Bungun, H. (2004). An Approach to a Comprehensive Moho Depth Map and Crust and Upper Mantle Velocity Model for Iran. *Iranian International Journal of Sciences*, 5(2), 223—244.
- Northern Italy Earthquakes. (2012). Retrieved from <http://www.virtualuppermantle.info/RU/2012-Northern-Italy-Earthquakes.htm>.
- Rodgers, A., Schwartz, S. (1996). *Asian upper mantle P wave velocity structure from the analysis of broadband waveforms* (pp. 677—683). Reports Institute of Tectonics, University of California.
- Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., & Popa M. (2009). Determination of the lithospheric structure from Carpathians Arc bend using local data. *Romanian Reports in Physics*, 61(4), 748—764.
- Zhang, H., Zhao, J., & Xu, C. (2012). Crustal and upper mantle velocity structure beneath central Tibet by P wave teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1325—1334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05582.x>.

## ***P*-wave velocities of the upper mantle of the Tethys alpine geosynclines**

**V.V. Gordienko, I.V. Gordienko, L.Ya. Gordienko, 2020**

S.I. Subbotin Institute of Geophysics of the National Academy of Sciences of Ukraine, Kiev, Ukraine

The aim of the work is to calculate the velocity distribution of the longitudinal seismic waves ( $V_p$ ) in the upper mantle at depths from the discontinuity M to 400 km. The object is the territory of Tethys — the belt of alpine geosynclines crossing all of Eurasia from Gibraltar to the Indonesian archipelago.

The model of the first approximation is constructed according to previous studies and our results on island arcs. It was possible to choose the velocity distribution in the upper mantle of Tethys, according to which the travel time close to the observed one was calculated. The degree of coordination is quite sufficient for the recognition of the used distribution of velocity as real. The data on approximately 18,000 earthquakes, the waves from which reached 27 seismic stations, are used. The location of the epicenters of earthquakes and stations ensured the passage of seismic rays precisely along the upper mantle of different Tethys regions. On the island of Sumatra a comparison was made of the constructed travel times with those obtained earlier in the study of the upper mantle of island arcs and coastal ridges of the Pacific Ring. Harmonization of the travel times is considered satisfactory. The  $V_p$  distribution obtained in this way is compared with the calculated from the ideas of the advective-polymorphic hypothesis. The velocity model of the upper mantle of the Precambrian platform outside the zones of modern activation is complemented by the influence of the anomalous temperatures of both signs in the subsoil of the geosyncline. The result is somewhat different from the calculated earlier for the upper mantle island arc. There are two main reasons for this difference: probability of a somewhat higher radiogenic heat generation in the rocks of the upper mantle of the arc and somewhat smaller typical crustal thickness under the arc. The discrepancies between the models are small, averaging about 0.03 km/s. They do not exceed associated only with the errors of calculations. A noticeable excess of the magnitude of the discrepancies is detected only at a depth of 400 km, where the uncertainty of the calculation results is maximum.

The discrepancy between the experimental and calculated velocity distributions in the upper mantle of Tethys is 0.05 km/s. They can be considered coincident.

**Key words:** Tethys, upper mantle, *P*-wave velocity.

### **References**

- Ganser, A. (1967). *Geology Himalayas*. Moscow: Mir, 349 p. (in Russian).
- Geyiko, V.S., Tsvetkova, T.A., Livanova, L.P., & Sannikova, N.P. (1993). The velocities of *P* waves in the upper mantle of the Black Sea basin and the structures of the south of Ukraine according to earthquake data. In *Geodynamics and deep structure of seismogenic zones of Ukraine* (pp. 31—59). Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
- Geyko, V.C., Tsvetkova, T.A., Sannikova, N.P., Livanova, L.P., Geyko, K.V. (1998). Regional 3D *P* velocity structure of the northwestern Eurasia's mantle. *Geofizicheskiy zhurnal*, 20(3), 67—91 (in Russian).
- Gintov, O.B., Yegorova, T.P., Tsvetkova, T.A., Bugaenko, I.V., & Murovskaya, A.V. (2014). Geodynamic features of joint zone of the Eurasian plate and the Alpine-Himalayan belt within the limits of Ukraine and adjacent areas. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(5), 26—63. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i5.2014.111568> (in Russian).
- Gontovaya, L.I., & Gordienko, V.V. (2006). Deep processes and geophysical models of the mantle of East Kamchatka and Kronotsky Bay. *Geo-*

- logiya i poleznyye iskopayemyye Mirovogo okeana*, (2), 107—121 (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2018). The depth of the roof of the transition zone between the upper and lower mantle of the Earth. *Dopovidi NAN Ukrayiny*, (4), 60—65 (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2014). About PT conditions in magma chambers in the Earth's mantle. *Geofizicheskiy zhurnal*, 36(6), 28—57. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v36i6.2014.111022> (in Russian).
- Gordienko, V.V. (2017). *Thermal processes, geodynamics, deposits*. 283 p. Retrieved from <https://ivangord2000.wixsite.com/tectonos> (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Gordienko, L.Ya. (2012). On the speed of propagation of longitudinal seismic waves in the subcrustal mantle of the Carpathian region. *Dopovidi NAN Ukrayiny*, (3), 95—100 (in Russian).
- Gordienko, V.V., & Gordienko, L.Ya. (2018). Velocity model of the Ukrainian subcrustal mantle. *Geofizicheskiy zhurnal*, 40(6), 29—50. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i6.2018.151004> (in Russian).
- Kunin, N.Ya. (1989). *The structure of the lithosphere of continents and oceans*. Moscow: Nedra, 288 p. (in Russian).
- Nizkous, I.V., Kissling, E., Sanina, I.A., & Gontovaya, L.I. (2006). Velocity properties of the lithosphere of the ocean—continent transition zone in the Kamchatka region according to seismic tomography data. *Fizika Zemli*, (4), 18—29 (in Russian).
- Khain, V.E. (1984). *Regional Geotectonics. Alpine Mediterranean Belt*. Moscow: Nedra, 344 p. (in Russian).
- Kharitonov, O.M., Krasovskiy, S.S., Kuprienko, P.Ya., Kutas, V.V., Sologub, N.V., Drogitskaya, G.M., Timoshenko, V.I., & Shlyakhovskiy, V.A. (1993). Vrancea lithospheric transect — South-Ukrainian NPP. *Geofizicheskiy zhurnal*, 15(5), 23—31 (in Russian).
- Yanovskaya, T.B., Gobarenko, V.S., & Yegorova, T.P. (2016). The structure of the subcrustal lithosphere of the Black Sea basin according to seismological data. *Fizika Zemli*, (1), 15—30 (in Russian).
- Alinaghi, A., Koulakov, I., & Thybo, H. (2007). Seismic tomographic imaging of P and S waves velocity perturbations in the upper mantle beneath Iran. *Geophysical Journal International*, 169(3), 1089—1102. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03317.x>.
- Behm, M., Bruckl, E., & Mitterbauer, U. (2007). A New Seismic Model of the Eastern Alps and its Relevance for Geodesy and Geodynamics. *Vermessung & Geoinformation*, (2), 121—133.
- Cimini, B., & De Gori, P. (1997). Upper mantle velocity structure beneath Italy from direct and secondary P wave teleseismic tomography. *Annali di Geofisica*, XL(1), 175—194. <https://doi.org/10.4401/ag-3944>.
- Closs, H., Roder, D., Schmidt, K. (Eds.). (1978). *Alps, Apennines, Hellenides*. Stuttgart: Nägele und Obermiller, 620 p.
- Dec, M., Malinowski, M., & Perchuc, E. (2014). A new model of the upper mantle structure beneath the western rim of the East European Craton. *Solid Earth*, (5), 523—535. <https://doi.org/10.5194/se-5-523-2014>.
- Gorbatov, A., Widiyantoro, S., Fukao, Y., & Gordeev, E. (2000). Signature of remnant slabs in the North Pacific from P wave tomography. *Geophysical Journal International*, 142(1), 27—36. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00122.x>.
- Gordienko, L., & Gordienko, V. (2016). P wave velocities in the upper mantle beneath oceans. *NCGT Journal*, (3), 389—405.
- Gordienko, V.V., & Pavlenkova, N.I. (1985). Combined geothermal-geophysical models of the Earth's crust and upper mantle for the European continent. *Journal of Geodynamics*, 4(1-4), 75—90. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(85\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0264-3707(85)90053-5).
- International Seismological Centre. (2014). Retrieved from <http://www.isc.ac.uk>.
- Jiang, G., Zhao, D., & Zhang, G. (2009). Seismic tomography of the Pacific slab edge under Kamchatka. *Tectonophysics*, 465(1-4), 190—203. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.11.019>.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D., & Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B10), 19635—19646. <https://doi.org/10.1029/93JB03138>.

- Lippitsch, R. (2002). Lithosphere and upper mantle P wave velocity structure beneath the Alps by high-resolution teleseismic tomography. *Doctor's thesis*. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-004484684>.
- Lippitsch, R., Kissling, E., & Ansorge, J. (2007). Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8), 2376. <https://doi.org/10.1029/2002JB002016>.
- Mokhtari, M., Farahbod, A., Lindholm, C., Alahyarkhani, M., & Bungun, H. (2004). An Approach to a Comprehensive Moho Depth Map and Crust and Upper Mantle Velocity Model for Iran. *Iranian International Journal of Sciences*, 5(2), 223—244.
- Northern Italy Earthquakes. (2012). Retrieved from <http://www.virtualuppermantle.info/RU/2012-Northern-Italy-Earthquakes.htm>.
- Rodgers, A., Schwartz, S. (1996). *Asian upper mantle P wave velocity structure from the analysis of broadband waveforms* (pp. 677—683). Reports Institute of Tectonics, University of California.
- Zaharia, B., Enescu, B., Radulian, M., & Popa M. (2009). Determination of the lithospheric structure from Carpathians Arc bend using local data. *Romanian Reports in Physics*, 61(4), 748—764.
- Zhang, H., Zhao, J., & Xu, C. (2012). Crustal and upper mantle velocity structure beneath central Tibet by P wave teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, 190(3), 1325—1334. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05582.x>.

## Швидкості $P$ -хвиль верхньої мантії альпійських геосинкліналей Тетису

В. В. Гордієнко, І. В. Гордієнко, Л. Я. Гордієнко, 2020

Інститут геофізики ім. С. І. Субботіна НАН України, Київ, Україна

Мета роботи — розрахунок розподілу швидкості поширення поздовжніх сейсмічних хвиль ( $V_p$ ) у верхній мантії на глибинах від поділу М до 400 км. Об'єкт — територія Тетису — смуги альпійських геосинкліналей, що перетинає всю Євразію від Гібралтару до Індонезійського архіпелагу.

Модель першого наближення побудована за даними попередніх досліджень і нашим результатом по острівним дугам. Вдалося підібрати розподіл швидкості у верхній мантії Тетису, за яким розрахований годограф близький до спостереженого. Ступінь узгодження цілком достатня для визнання використаного швидкісного розрізу реальним. Використано дані щодо близько 18 тис. землетрусів, хвилі від яких досягли 27 сейсмостанцій. Розташування епіцентрів землетрусів і станцій забезпечувало проходження сейсмічних променів саме по верхній мантії різних регіонів Тетису. В районі о-ва Суматра побудовані годографи було зіставлено з годографами, отриманими нами раніше при вивченні верхньої мантії острівних дуг і берегових хребтів Тихоокеанського кільця. Узгодження годографів визнано задовільним. Отриманий у такий спосіб розподіл  $V_p$  зіставлено з обчисленим розподілом за уявленнями адвекційно-поліморфної гіпотези. Швидкісна модель верхньої мантії докембрійської платформи поза зонами сучасної активізації доповнена впливом аномальних температур обох знаків у надрах геосинкліналей. Результат дещо відрізняється від обчисленого раніше для верхньої мантії острівної дуги. Основних причин такої відмінності дві: ймовірність дещо більшої радіогенної теплогенерації у породах верхньої мантії дуги і дещо менша типова потужність земної кори під дугою. Розбіжності між моделями невеликі, в середньому становлять близько 0,03 км/с. Вони не перевищують розбіжностей, що пов'язані тільки з похибками розрахунків. Помітне перевищення величини розбіжностей виявляється лише на глибині 400 км, де невизначеність результатів розрахунку максимальна.

Розбіжність експериментального і розрахункового швидкісних розрізів верхньої мантії Тетису становить 0,05 км/с. Можна вважати, що розрізи збігаються.

**Ключові слова:** Тетис, верхня мантія, швидкості  $P$ -хвиль.