

УДК 551.248.2

## СУЩЕСТВОВАНИЕ СЛОЯ ПОНИЖЕННОЙ ВЯЗКОСТИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ КАК ПРИЧИНА СИЛЬНО ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОГО ХАРАКТЕРА ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ПОДНЯТИЙ

© 2020 г. Академик РАН Е. В. Артюшков<sup>1</sup>, В. В. Колька<sup>2</sup>, П. А. Чехович<sup>1,3,\*</sup>

Поступило 10.03.2020 г.

После доработки 13.03.2020 г.

Принято к публикации 13.03.2020 г.

Сильная дифференцированность и высокие скорости гляциоизостатических поднятий на докембрийских щитах Канады и Фенноскандии указывают на существование на небольших глубинах слоя с сильно пониженной вязкостью. Его верхняя граница находится, по-видимому, на глубинах порядка 15 км – предельного уровня распространения очагов землетрясений на Кольском полуострове и в Карелии. Положение нижней границы слоя менее определено, но, по-видимому, она располагается не глубже подошвы коры. Формирование такого слоя в плиоцен-четвертичное время можно связать с поступлением в кору крупных объемов мантийного флюида. В большинстве областей это привело к ретроградному метаморфизму с разуплотнением пород и резким понижением их вязкости.

*Ключевые слова:* слой пониженной вязкости, ретроградный метаморфизм, разуплотнение пород, мантийные флюиды, гляциоизостатическое поднятие, литосфера древних кратонов

**DOI:** 10.31857/S2686739720050035

Одним из главных элементов структуры твердой Земли является литосферный слой. Изучению его строения и состава, а также реологических свойств нижележащей части мантии, посвящен большой объем исследований (см., например, [1]). В подавляющем большинстве областей литосфера включает в себя земную кору и верхнюю часть мантии с очень высокой вязкостью, но строение и свойства литосферного слоя в разных областях сильно различаются. На основной части площади континентов (около 70%) распространена кора докембрийского возраста. Мощность литосферы в таких областях чаще всего составляет 150–250 км. К докембрийским областям относятся, в частности, Канадский и Балтийский щиты. В конце позднего плейстоцена эти области были заняты Лаврентийским и Скандинавским покровными ледниками мощностью до нескольких километров [2, 3]. Под их нагрузкой земная кора оказалась глубоко погруженной,

а в результате последующего таяния ледников она испытала изостатические поднятия. При деградации ледников погруженные области превращались в перигляциальные бассейны, и на их окраинах формировались береговые валы, абразионные уступы и др. Освободившись от ледниковой нагрузки, кора вместе с этими морфоструктурами вовлекалась в изостатическое поднятие. По мере ее развития очертания бассейнов изменялись, и на их периферии возникали новые береговые образования, которые также продолжали воздыматься.

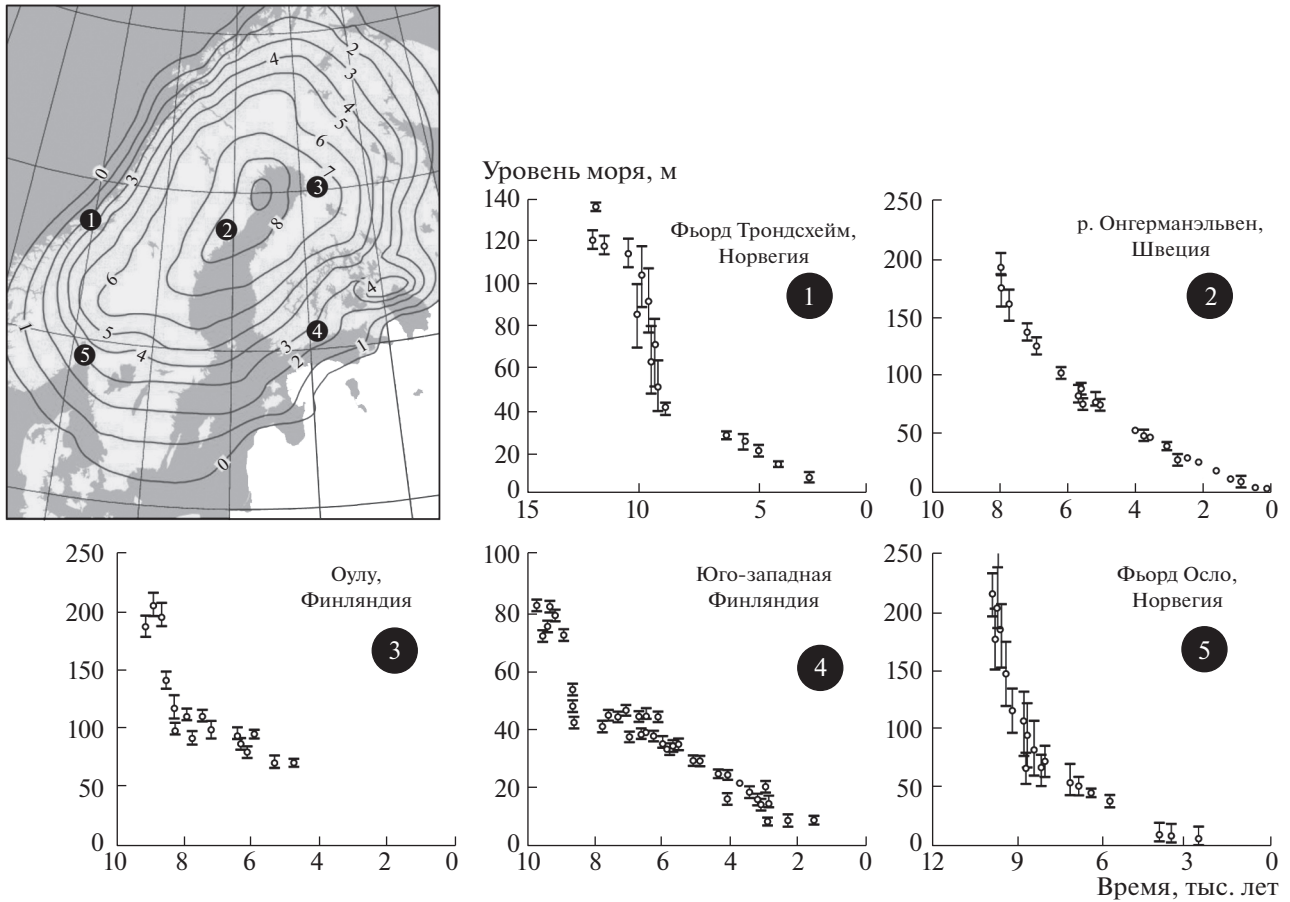
По современным отметкам высот (с учетом поправок на повышение уровня океана по мере таяния ледников) и по радиоуглеродным датировкам отложений в пределах таких структур были реконструированы темпы поднятий коры за последние 10–12 тыс. лет для ряда районов Фенноскандии и Канады ([2, 4] и др.). Вместе с данными сейсмической томографии на этой основе многими авторами делались попытки построить реологическую модель коры и мантии в указанных областях [4–7]. Предполагается, что Фенноскандия в центральной части подстилается литосферой мощностью более 200 км, сокращающейся до 80–100 км на периферии этого региона. В расположенной ниже части верхней мантии вязкость оценивается как  $(3–4) \times 10^{20}$  Па с [4] или

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>2</sup> Геологический институт Кольского Научного Центра Российской академии наук, Апатиты, Россия

<sup>3</sup> МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

\*e-mail p.chekhovich@gmail.com



**Рис. 1.** Скорости дифференцированных поднятий в позднем плейстоцене – голоцене по данным наблюдений за изменением относительного уровня моря в нескольких прибрежных районах (1–5) Фенноскандии (с изменениями по [4]).

(в более поздней работе [6]) как  $(3–8) \times 10^{20}$  Па с. В нижней мантии она на 1–2 порядка величины выше. Слой с пониженной вязкостью в верхней мантии уверенно не выделяется.

В Северной Америке по результатам анализа данных о послеледниковом поднятии коры [5] под литосферным слоем мощностью 100–150 км можно предполагать существование астеносферного слоя толщиной  $\sim 150$  км с вязкостью порядка нескольких единиц на  $10^{20}$  Па с, а в расположенной ниже части верхней мантии вязкость составляет  $10^{21}$  Па с. В нижней мантии вязкость еще на порядок выше. Кроме того, как в верхней, так и в нижней мантии предполагается существование больших латеральных вариаций вязкости.

В этих моделях, как и в большинстве других, предполагается, что послеледниковые поднятия Фенноскандии и Канады осуществились в основном за счет течений в верхней мантии ниже литосферы ([4, 5] и др.). В простейшем случае ее вязкость можно оценить с помощью модели затухания во времени  $t$  возмущения гармонической

формы  $\xi = A \cos(2\pi/\lambda)x$  с длиной волны  $\lambda$  на поверхности слоя с бесконечной глубиной, плотностью  $\rho$  и постоянной вязкостью  $\eta$ :

$$\xi(t) = A \exp(-t/\tau). \tag{1}$$

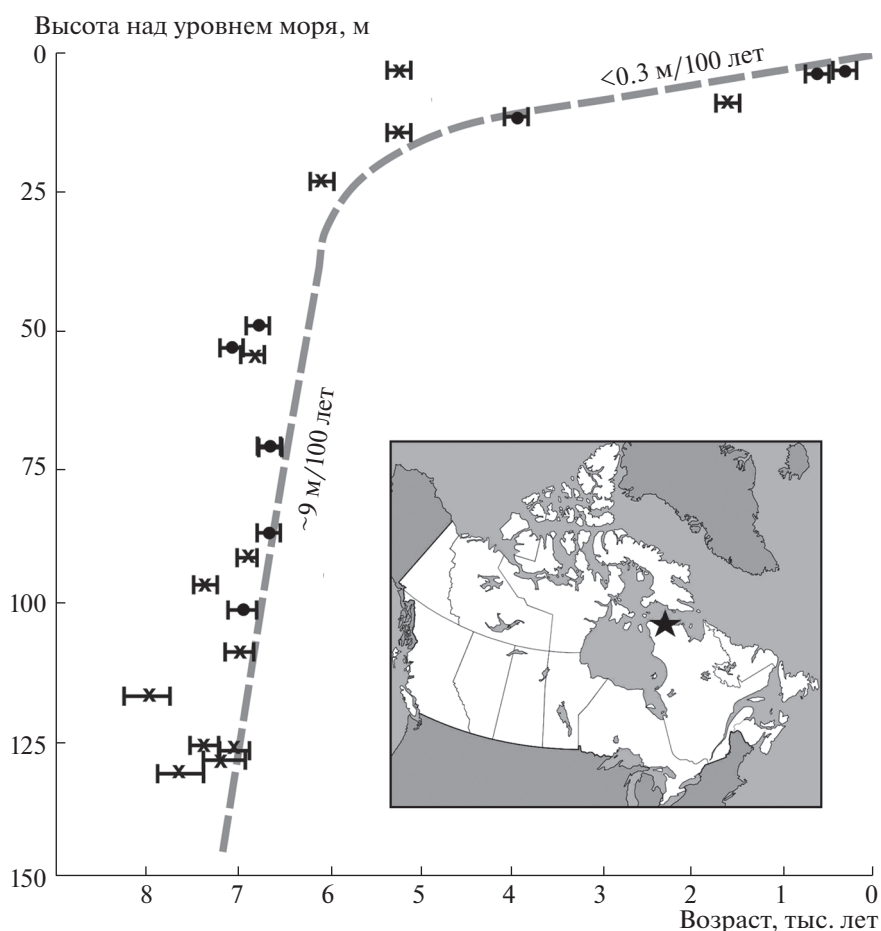
Здесь  $\tau$  – характерное время затухания возмущения:

$$\tau = 4\pi\eta/\rho g \lambda, \tag{2}$$

где  $\rho = 3330$  кг/м<sup>3</sup> – плотность мантии и  $g = 9.8$  м/с<sup>2</sup> – ускорение свободного падения. Поскольку характерный горизонтальный масштаб области с нарушенным равновесием  $L = \lambda/4$ , то, как следует из (2),

$$\eta = \rho g \tau L / \pi. \tag{3}$$

Еще в ранних исследованиях развитие во времени послеледниковое поднятия во многих районах Канадского щита предлагалось описывать с помощью экспоненциальной зависимости типа (3) (см. ссылки в [2]). Полагая для конечной стадии дегляциации  $\tau = 4$  тыс. лет и  $L \sim 1000$  км, из (3) находим



**Рис. 2.** Скорость гляциоизостатического поднятия по данным радиоуглеродных датировок органического материала из голоценовых морских террас на побережье п-ова Унгава (Лабрадор, провинция Квебек, Канада, с изменениями по [9]; исследованный район отмечен звездочкой).

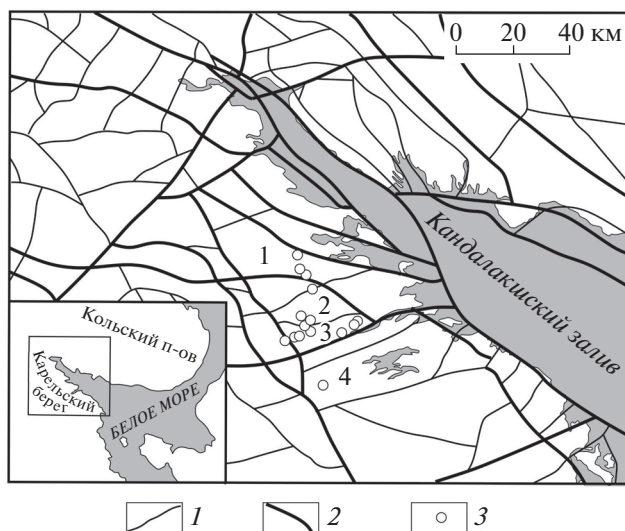
$$\eta \sim 1.3 \times 10^{21} \text{ Па с.} \quad (4)$$

Эта оценка весьма условна. В ней не учитываются ряд важных моментов, в том числе асинхронность дегляциации, поднятие коры под ледником в ходе его таяния, а также то, что во многих освобожденных от ледниковой нагрузки районах изостатическое равновесие еще не достигнуто [6]. Тем не менее величина (4) близка к оценке, полученной в работе [5].

Согласно (2) при восстановлении изостатического равновесия за счет течений в верхней мантии, его нарушения в небольших областях с малыми  $\lambda$  должны релаксировать много медленнее общих послеледниковых депрессий. В действительности было обнаружено [8], что в большинстве районов Канады и Фенноскандии поднятия происходили иным образом. В разных пунктах датировки начала дегляциации различались на тысячи лет и более, но последующие поднятия развивались в них сходным образом. Через 500–1000 лет после освобождения от ледниковой на-

грузки в большинстве районов возникали быстрые восходящие движения со скоростью 5–10 см/год, не зависящие от общего поднятия территории. Они продолжались 1–2 тыс. лет, после чего движение резко замедлялось до  $\leq 1$  см/год, и восходящие движения подстраивались под общее поднятие обширной депрессии, плавно затухающее во времени.

В качестве примера на рис. 1 показаны кривые поднятия в нескольких районах Фенноскандии за последние 10–12 тыс. лет. Воздымание со скоростью, быстро уменьшающейся во времени после начального импульса поднятия на 200 м, происходило в центральной части области в районе устья р. Онгерманельвен (район 2 на рис. 1). В большинстве других районов поднятия характеризуются более сложной динамикой, но на ранних стадиях в течение примерно 1000 лет они происходили с очень высокой скоростью. Так, к северо-востоку от Ботнического залива в районе города Оулу (Финляндия, район 3) примерно между 9500 и 8500 лет назад произошло поднятие



**Рис. 3.** Схема блоковой делимости докембрийской коры в юго-западной части Лапландско-Беломорского пояса и на прилегающей территории (побережье Кандалакшского залива). С изменениями по [12]. 1, 2 – границы блоков: по результатам линейментного анализа (1), подтвержденные геологическими данными (2), 3 – точки наблюдения, по которым были получены радиоуглеродные датировки озерных отложений. Цифрами обозначены изученные блоки: 1 – Тэдинский, 2 – Верхне-Пулумский, 3 – Чупинский, 4 – Лоухский.

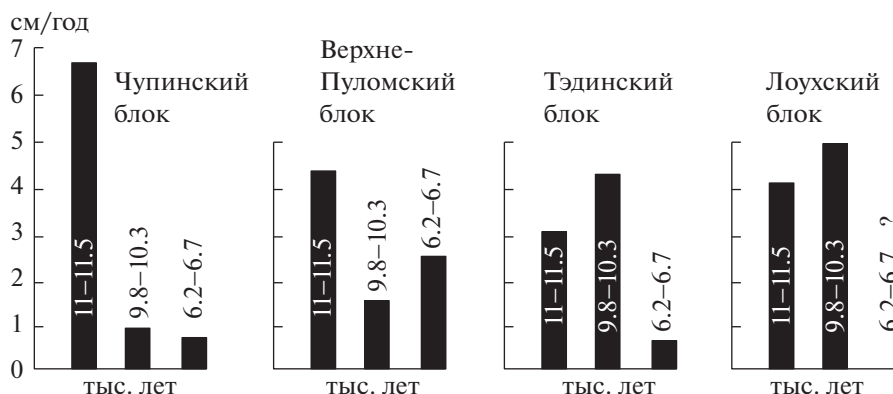
коры на  $\approx 100$  м, что соответствует средней скорости 10 см/год. После этого в течение 1500 лет поднятие почти не проявлялось, а затем оно возобновилось со скоростью примерно 1.5 см/год. Юго-западная Финляндия освободилась ото льда 10 тыс. лет назад, но сразу же после этого быстрого поднятия не испытывала. Примерно между 9500 и 9000 лет назад произошло поднятие на 40 м со средней скоростью 8 см/год (район 4). После этого в течение 1000 лет выраженного восходяще-

го движения не было, а затем до настоящего времени развивалось достаточно равномерное поднятие со средней скоростью около 0.6 см/год. Во фьорде Осло между 9 и 10 тыс. лет назад произошло поднятие коры примерно на 100 м (район 5) со средней скоростью порядка 10 см/год. После этого скорость поднятия резко упала, и в течение примерно 7 тыс. лет она постепенно уменьшалась. К настоящему времени поднятие почти прекратилось. Внутренняя часть фьорда Трондхейм освободилась ото льда 12 тыс. лет назад. Основное поднятие в этой области, примерно на 70 м (район 1), происходило от 10 до 9 тыс. лет назад. Его средняя скорость была  $\sim 7$  см/год. Затем вплоть до 2 тыс. лет назад поднятие продолжалось с почти постоянной скоростью 0.7 см/год.

На рис. 2 представлена кривая послеледникового поднятия коры на северо-западном побережье Лабрадора (п-ов Унгава) [9]. Освобождение от ледниковой нагрузки произошло здесь от 7 до 8 тыс. лет назад. Вскоре после дегляциации скорость поднятия составляла здесь 9 см/год, а в последние 5 тыс. лет она снизилась в десятки раз и не превышала 0.3 см/год.

Таким образом, в пределах послеледниковых депрессий их мелкомасштабные неоднородности затухали много быстрее, чем общее поднятие всей территории. Это означает, что коротковолновые возмущения восстанавливались за счет течений на небольшой глубине в слое с сильно пониженной вязкостью [10, 11].

В Фенноскандии и Канаде данные по послеледниковым поднятиям относятся к районам, сильно удаленным друг от друга. Значительно более детальные данные по Кольскому полуострову и Северной Карелии обнаруживают резкую неоднородность послеледниковых поднятий на площади и во времени. Так, на юго-западе Лапландско-Беломорского пояса (побережье Кандалакш-



**Рис. 4.** Скорости дифференцированных поднятий морфотектонических блоков в районе Кандалакшского залива для различных возрастных интервалов голоцена, по данным радиоуглеродного датирования донных осадков в озерных котловинах (с изменениями по [12]).

ского залива) разломы разделяют кору на блоки размером в десятки километров (рис. 3) [12]. На рис. 4 для прилегающих друг к другу блоков 1–4 показаны скорости послеледниковых поднятий на начальной стадии их развития. Поднятия начинались с очень высокими средними скоростями 3.2–6.7 см/год. Несмотря на то что блоки находятся друг от друга на небольших расстояниях в несколько десятков километров, скорости поднятия коры в них сильно различались. В блоках II и IV, прилегающих к Чупинскому блоку (III), скорость поднятия была примерно на треть меньше, а в блоке I – в два раза меньше, чем в блоке III.

В разных блоках поднятия развивались неодинаково также и во времени. В блоке III за 1200 лет скорость поднятия упала на порядок, а в блоке II она уменьшилась в несколько раз. Характерное время существования быстрых поднятий в них было порядка 1000 лет. В блоках I и IV быстрые поднятия коры происходили с некоторым ускорением в начальной стадии и продолжались, по видимому, порядка 2000 лет. После этого скорость поднятия, вероятно, сильно упала, и 6.2–6.7 тыс. лет назад в блоке I она составляла лишь 0.7 см/год. Остается неясным, возросла ли скорость поднятия блока II до 2.6 см/год 6.2–6.7 тыс. лет назад, или это ошибка наблюдений.

Проявление быстрых поднятий коры, сильно неоднородных на площади и во времени, указывает на существование на небольших глубинах области с резко пониженной вязкостью. Полагая в (2)  $\tau = 1\text{--}2$  тыс. лет,  $L = 20$  км, получаем

$$\eta = 0.7\text{--}1.3 \times 10^{19} \text{ Па с.} \quad (6)$$

Эти значения на полтора-два порядка величины меньше вязкости верхней мантии, оцениваемой по продолжительности общего поднятия Фенноскандии и Канады [5, 6].

Резкое понижение вязкости пород на малых глубинах можно, вероятно, объяснить метаморфизмом, проявившимся в коре в связи с инфильтрацией в нее мантийных флюидов [13]. Об этом явлении могут свидетельствовать крупные новейшие поднятия коры на докембрийских кратонах [14]. Формирование крутых склонов новейших поднятий шириной в несколько десятков километров указывает на разуплотнение пород с резким понижением их вязкости в пределах корового слоя [13].

В Карелии и на Кольском полуострове подавляющее большинство гипоцентров землетрясений сосредоточено на глубинах 5–15 км [15]. Поэтому верхняя граница слоя пониженной вязкости в земной коре находится, по-видимому, на глубине порядка 15 км. Глубина нижней границы слоя менее определена. Поскольку вязкость перидотитов много выше вязкости коровых пород, то нижняя граница слоя пониженной вязкости в

земной коре, скорее всего, расположена на раздэле Мохо. В современных моделях ([1] и др.) докембрийская литосфера рассматривается как единый слой, включающий земную кору и верхнюю часть верхней мантии. Возникновение в коре области с резко пониженной вязкостью приводит к расщеплению литосферы на два слоя – верхнюю кору и мощный слой мантийной литосферы. При этом верхний слой не является непрерывным, а разбит разломами на небольшие блоки, слабо сцепленные друг с другом. Этот результат необходимо принимать во внимание при сейсмическом районировании и поиске месторождений полезных ископаемых.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзадания Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2021 годы, № 0144–2019–0002.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Artemieva I.M.* The Lithosphere. An Interdisciplinary Approach. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2011. 773 p.
2. *Andrews J.T.* Glacier Science and Environmental Change (*P.G. Knight*, ed.), Blackwell Publishing, UK, 2006. P. 201–207.
3. *Stroeven A.P., Hättestrand C., Kleman J., et al.* // *Quaternary Sci. Rev.* 2016. 147. P. 91–121. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.016>
4. *Lambeck K., Smither C., Johnston P.* // *Geophys. J. Int.* 1998. 134. P. 102–144. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00541x>
5. *Paulson A., Zhong S, Wahr J.* // *Geophys. J. Int.* 2005. 163. P. 357–371. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02645.x>
6. *Steffen H., Wu P.* // *J. Geodyn.* 2011. V. 52. № 3–4. P. 169–204. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.03.002>
7. *Garai J.* Post Glacial Rebounds Measure the Viscosity of the Lithosphere. 2003. <https://arxiv.org/abs/physics/0308002>
8. *Грачев А.Ф., Долуханов П.М.* Проблемы современных движений земной коры. Т. III. М., 1969. С. 173–187.
9. *Matthews B.* Late Quaternary Land Emergence in Northern Ungava, Quebec. 1967. P. 176–202.
10. *Артюшков Е.В.* // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1967. № 4. С. 26–33.
11. *Artyushkov E.V.* // *J. Geophys. Res.* 1971. V. 76. P. 1376–1390.
12. *Колька В.В., Корсакова О.П., Толстоброва А.Н., Толстобров Д.С., Вашков А.А.* // *Тр. Ферсман. Науч. сессии ГИ КНЦ РАН.* 2018. 15. С. 205–208. <https://doi.org/10.31241/FNS.2018.15.051>
13. *Артюшков Е.В., Кориковский С.П., Массон Х.-Й., Чехович П.А.* // *Геология и геофизика.* 2018. № 11.

- C. 1737–1764.  
<https://doi.org/10.15372/GiG20181101>
14. Карта новейшей тектоники Северной Евразии. 1 : 5 000 000 / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ВИЭМС МПР РФ; ОИФЗ РАН, 1997.
15. Шаров Н.В., Маловичко А.А., Шукин Ю.К. (ред.) Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. 381 с.

## THE OCCURRENCE OF LOWER VISCOSITY LAYER IN THE CRUST OF OLD CRATONS AS A CAUSE OF STRONGLY DIFFERENTIATED CHARACTER OF POSTGLACIAL UPLIFT

Academician of the RAS E. V. Artyushkov<sup>a</sup>, V. V. Kol'ka<sup>b</sup>, and P. A. Chekhovich<sup>a,c,#</sup>

<sup>a</sup> *The Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation*

<sup>b</sup> *Geological Institute of the Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation*

<sup>c</sup> *M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

<sup>#</sup>*e-mail: p.chekhovich@gmail.com*

Rapid glacio-isostatic uplift in Fennoscandia and Canada which is non-uniform in time and space indicates that there is a layer with strongly decreased viscosity at shallow crustal depths. The upper boundary of the layer is near the depth of 15 km, the maximum depth of earthquake hypocenters in these Precambrian cratons of the Kola Peninsula and Karelia. The position of the lower boundary is less certain, however, most probably it is near the base of the crust. The formation of such a layer in the Pliocene-Quaternary occurred due to infiltration into the crust of a large volume of mantle fluids. In many regions, this has led to retrograde metamorphism with rock expansion and strong decrease in rock viscosity.

*Keywords:* low viscosity layer, retrograde metamorphism, rock expansion, glacio-isostatic uplift, cratonic lithosphere