

УДК 550.31

## АНАЛИЗ СМЕЩЕНИЙ ПОВЕРХНОСТИ ЛАВОВЫХ ПОТОКОВ ТОЛБАЧИНСКОГО ТРЕЩИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ 2012–2013 гг. МЕТОДАМИ СПУТНИКОВОЙ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

© 2020 г. В.О. Михайлов<sup>1,2</sup>, М.С. Волкова<sup>1</sup>, Е.П. Тимошкина<sup>1</sup>, Н.М. Шапиро<sup>1,3</sup>,  
И.П. Бабаянц<sup>1</sup>, П.Н. Дмитриев<sup>1</sup>, С.А. Хайретдинов<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

<sup>3</sup> Институт наук о Земле, Университет Гренобль-Альпы, г. Жьвер, Франция

Крупное трещинное извержение, происходившее с 27.11.2012 по 15.09.2013 г. в районе вулкана Плоский Толбачик, было названо Толбачинским трещинным извержением имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50). В процессе этого извержения было сформировано крупное лавовое поле площадью 45.8 км<sup>2</sup> с суммарным объемом лавы около 0.6 км<sup>3</sup>. Применение технологии устойчивых отражателей к радарным снимкам спутников Сентинель-1А позволило оценить скорости смещения поверхности лавового поля в 2017–2019 гг. В основном, поверхность лавового поля погружается в направлении от спутника; исключение составляют периферийные части Толудского и Ленинградского потоков, где наблюдаются небольшие поднятия. В предположении, что основными являются вертикальные смещения, были оценены их максимальные средние скорости для бесснежных периодов трех названных лет, составившие в 2017 г. 285 мм/год, в 2018 г. – 249 мм/год, в 2019 г. – 261 мм/год. Максимальные оседания зарегистрированы в областях максимальной мощности лавы на Ленинградском и Толудском лавовых потоках.

Оценки термического погружения поверхности лавы в процессе ее остывания в целом близки к величинам оседания на значительной площади лавового поля, но в ряде областей его центральной части реальные величины погружения в несколько раз их превосходят. Термическая модель показывает также, что при мощности лавы более 40 м под затвердевшей поверхностью может находиться горячий подвижный слой, температура которого превышает две трети температуры плавления. Поскольку на Ленинградском потоке максимальное погружение наблюдается вблизи трещины, по которой происходило извержение, можно предположить, что отступление лавы по трещине на глубину внесло свой вклад в наблюдаемые смещения поверхности потока. Погружение также может быть связано с дегазацией расплавленной части лавы, уплотнением пород под действием веса вышележащих толщ и перетеканием незастывшей лавы под твердой покрывкой.

**Ключевые слова:** спутниковая радарная интерферометрия, Толбачинское трещинное извержение имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50), смещение поверхности лавового потока, термическое погружение.

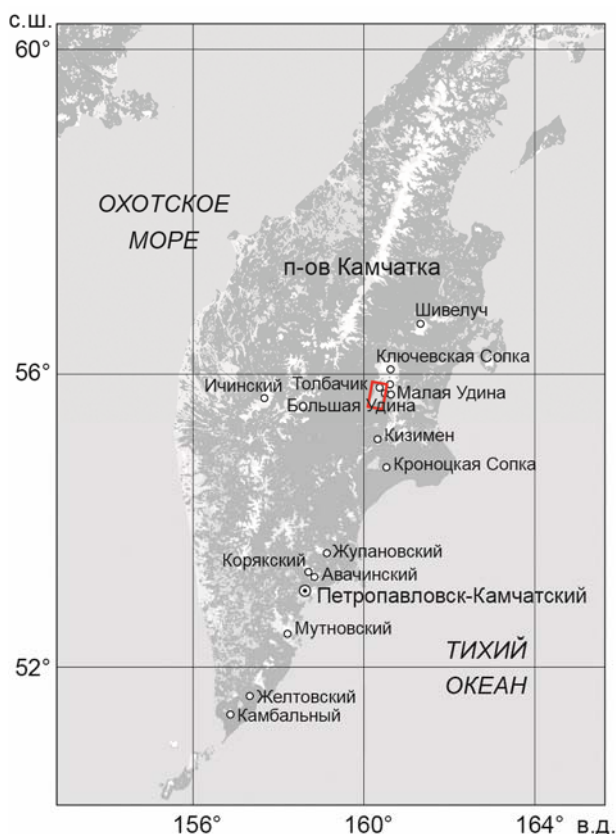
### Введение

Спутниковые снимки, выполненные радаром с синтезированной апертурой (РСА-интерферометрия), позволяют с высокой точностью определять смещения земной поверхности и техногенных объектов [Дмитриев и др., 2012; Михайлов и др., 2014; Куслева и др., 2017]. Обычно смещения оцениваются либо по двум снимкам (технология дифференциальной интерферометрии *DInSAR*) и характеризуют интервал времени между моментами первой и второй съемки (от 6 дней и более), либо путем анализа временных рядов РСА-снимков с оценкой динамики поля смещений (технологии устойчивых отражателей *PSInSAR* или малых базовых линий *SBAS (Small BAseline Subset)*).

РСА-интерферометрия широко применяется для исследования смещений склонов активных вулканов, хотя в этом случае условия для применения метода наиболее сложны. Главные проблемы при этом – горный рельеф, часто покрытый растительностью, слабая отражательная способность вулканических пород, активные поверхностные процессы, приводящие к потере когерентности радарных снимков на временных интервалах в два-три года. Тем не менее, метод РСА-интерферометрии успешно применяется для мониторинга вулканов, в частности, расположенных на Камчатском полуострове. Так, результаты мониторинга кальдеры Узон приведены в [Lundgren, Lu, 2006], вулканов Кизимен – в [Ji et al., 2013], Толбачик – в [Lundgren et al., 2015], Карымский – в [Ji et al., 2018], Большая Удина – в [Сенюков и др., 2020].

Смещения на склонах вулканов могут иметь разные причины – это и деформации, вызванные перемещением магмы внутри земной коры и по поверхности вулкана, просадки вследствие остывания лавовых потоков, эрозия, выпадение пепловых осадков и др. Правильная оценка этих причин необходима для понимания динамики вулканических процессов, что важно для прогноза готовящихся извержений.

В данной работе методы РСА-интерферометрии применены к оценке смещений поверхности лавовых потоков, сформированных во время происходившего в 2012–2013 гг. Толбачинского трещинного извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50). Это извержение произошло в районе Ключевской группы вулканов, которая расположена в северной части Центральной Камчатской депрессии и является наиболее крупной и активной группой вулканов не только полуострова Камчатка, но и всего мира (рис. 1). Трещинные извержения происходят регулярно – только в XX веке в исследуемом регионе произошло девять крупных извержений, включая Большое трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) 1975–1976 гг. [Федотов, 1984].



**Рис. 1.** Схема расположения Ключевской группы вулканов на п-ове Камчатка. Красный прямоугольник – граница области исследований

**Fig. 1.** The layout of the Klyuchevskaya group of volcanoes on the Kamchatka Peninsula. Red rectangle marks the research area

Авторами настоящей статьи были использованы радарные снимки спутника Сентинель-1А за 2017–2019 гг. В начале статьи приведена необходимая для интерпретации полученных результатов общая информация о ТТИ-50; затем описаны применяемый метод, использованные РСА-снимки и полученные поля смещений. В последнем разделе статьи представлена интерпретация результатов с использованием термической модели остывания лавового потока.

### Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50)

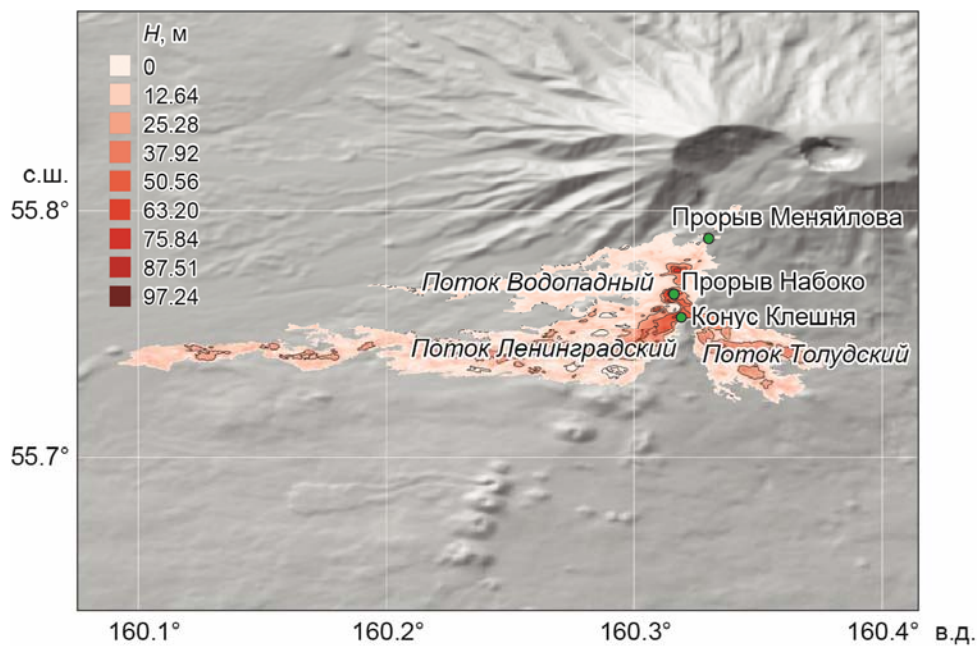
Толбачинское извержение началось 27.11.2012 г., когда на южном склоне вулкана Толбачик образовалась ориентированная на юг–юго-запад радиальная трещина длиной около 6 км. Трещина спускалась от своей вершины на высоте 2100 м до отметки 1500 м. Сначала по всей длине трещины происходило фонтанирование лавы, сменившееся через несколько часов извержением из двух эруптивных центров на отметках 2000 м (прорыв Меняйлова) и 1600 м (прорыв Набоко) [Гордеев, Добрецов, 2017].

Лавы, извергавшаяся из прорыва Меняйлова, разделилась на два основных потока длиной около 10 км каждый – потоки Водопадный и Ленинградский, – что хорошо видно на карте, приводимой на рис. 2. (Карта построена нашими коллегами из США Ч. Дай и Я. Ховат<sup>1</sup>, любезно предоставившими её для использования в данном исследовании. Для удобства читателя рядом с картой мощности потоков представлена рассчитанная нами карта средних скоростей смещения поверхности лавового потока (рис. 3), описываемая в следующем разделе.) Активность прорыва Меняйлова прекратилась к 01.12.2012 г., после чего извержение продолжалось только из расположенного ниже прорыва Набоко. К 13.12.2012 г. длина Ленинградского потока достигла 16 км; мощность его боковых и фронтальных частей оценивалась в 3–15 м. В январе 2013 г. поток достиг конуса Клешня, где от него отделился двигавшийся в юго-восточном направлении Толудский поток, остановившийся на высоте около 1100 м. Длина Толудского потока от прорыва Набоко составила 5 км. ТТИ-50 завершилось 15.09.2013 г., сформировав одно из крупнейших современных лавовых полей [Belousov *et al.*, 2015].

В ряде работ (см., например, [Михайлюкова и др., 2014; Dai, Howat, 2017]) была выполнена оценка площади и мощности лавового потока путем сравнения цифровой модели рельефа до и после ТТИ-50. В весьма детальной работе [Dai, Howat, 2017] авторы использовали открытую базу построенных по стереопарам высокого разрешения высокоточных (до 2 м) цифровых моделей рельефа *ArcticDEM*, которые покрывают весь арктический регион выше 60° с.ш. Включенные в базу модели представлены для последовательных временных интервалов, что позволяет исследовать эволюцию рельефа во времени. В районе прорыва Набоко мощность лавового потока превосходит 90 м и постепенно уменьшается вниз по Ленинградскому и Толудскому полям; мощность лавы потока Водопадный составляет не более 20 м [Dai, Howat, 2017].

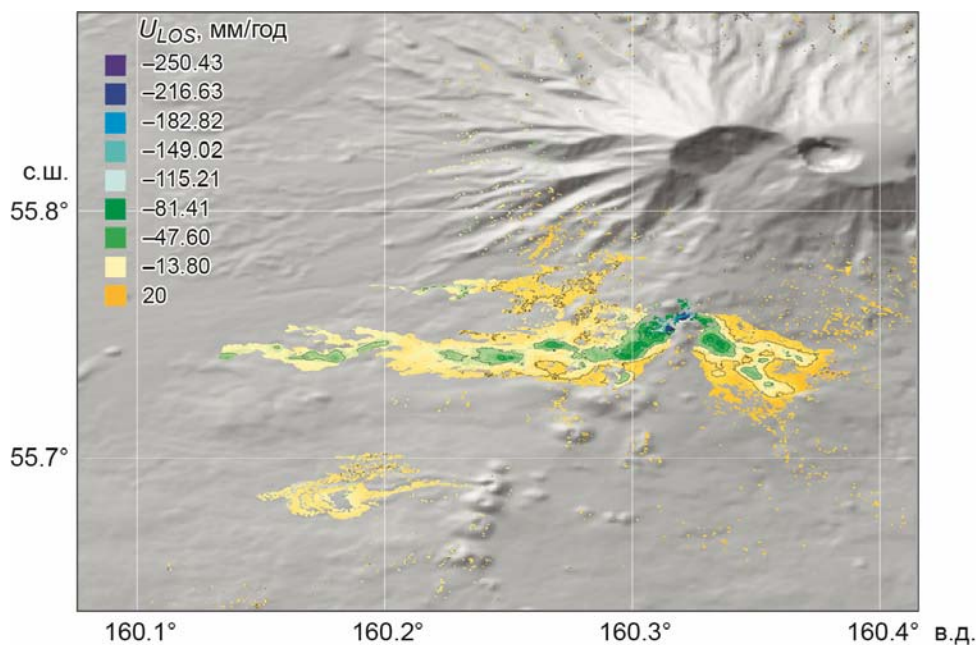
Используя названные выше цифровые модели рельефа, Ч. Дай и Я. Ховат оценили суммарный объем излившейся лавы как  $0.573 \pm 0.007$  км<sup>3</sup> при площади лавовых потоков 45.8 км<sup>2</sup>. Затем они сравнили объемы лав, сформировавшиеся за последние два тысячелетия, с суммарным объемом пород, изверженных в процессе БТТИ и ТТИ-50, и пришли к заключению, что объем магмы, излившейся в ходе двух названных извержений, накапливался более тысячи лет и, следовательно, следующие крупные извержения могут произойти очень скоро.

<sup>1</sup> Chunli Dai, Ian M. Howat, School of Earth Sciences, The Ohio State University, Columbus, OH, USA.



**Рис. 2.** Карта мощности лавовых потоков ( $H$ , м), сформировавшихся в результате ТТИ-50 (по [Dai, Howat, 2017]). Топографическая основа – цифровая модель рельефа SRTM

**Fig. 2.** Map of thickness of lava flows ( $H$ , m) formed as a result of TFE-50 according to [Dai, Howat, 2017]. Topographic base is the SRTM digital elevation model



**Рис. 3.** Карта средних скоростей смещения поверхности лавового потока в направлении на спутник ( $U_{LOS}$ , мм/год), рассчитанная по РСА-снимкам спутника Сентинель-1А за период с 16.05. по 13.09.2019 г.

**Fig. 3.** Map of average rates of lava flow surface displacements in the direction of the satellite's line-of-sight ( $U_{LOS}$ , mm/year) calculated from SAR images of the Sentinel-1A for the period from 16.05 to 13.09.2019

### Оценка смещений поверхности Толбачинских лавовых полей

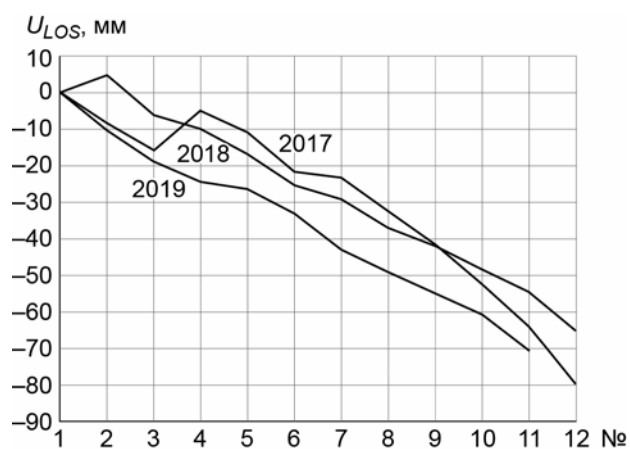
Оценка смещений поверхности Толбачинских лавовых полей проводилась методом малых базовых линий *SBAS*. Обработывалась серия радарных снимков спутника Сентинель-1А, полученных в бесснежный период 2017–2019 гг. с 60-го трека нисходящей орбиты в режиме *Interferometric Wide Swath*. Из 35 входящих в серию снимков 12 представляли интервал с 14.05. по 23.09.2017 г., 12 – с 21.05. по 30.09.2018 г., 11 – с 16.05. по 13.09.2019 г.; съемка выполнялась с интервалом 12 дней. Для обработки использовался программный комплекс *SARscape* (*Sarmap*, Швейцария).

Метод *SBAS* позволяет оценить смещения земной поверхности с миллиметровой точностью. Из имеющегося набора снимков составляются всевозможные комбинации пар, пространственные и временные базовые линии которых не превышают заданные пороговые значения. Из отобранных пар рассчитывается стек интерферограмм и их абсолютные фазы. При известных значениях фаз на следующем шаге восстанавливается последовательная динамика смещений во времени, после чего для устранения атмосферных помех выполняется пространственная и временная фильтрация.

Метод *SBAS* эффективен при работе на природных слабоотражающих объектах и не предъявляет строгих требований к количеству снимков временной серии, что важно в сложных природных условиях камчатского региона. При интерпретации следует учитывать, что РСА-интерферометрия позволяет определять смещения отражающей площадки вдоль направления зондирующего луча – по линии видения *LOS* (*Line of Sight*).

Карты смещений земной поверхности южного склона вулкана Толбачик за 2017, 2018 и 2019 гг. мало отличаются друг от друга, в связи с чем далее детально рассматриваются только карты за 2019 г. Карта средних скоростей смещения поверхности лавовых потоков в направлении на спутник, рассчитанная по снимкам за период с 16.05. по 13.09.2019 г., приведена на рис. 3. При визуальном сравнении этой карты с картой, приводимой на рис. 2, выявляется их хорошая согласованность: в целом, чем больше мощность лавы, тем значительнее величина ее смещения в направлении от спутника. Слабое смещение отмечается также на расположенных южнее шлаковых конусах, сформированных во время БТТИ 1975–1976 гг. (см. рис. 3, желтая область к югу от  $55.7^\circ$  с.ш.).

Временные ряды смещений в направлении на спутник для области с максимальной мощностью лавы на потоке Ленинградский приведены на рис. 4. Смещения в направлении от спутника считаются отрицательными.



**Рис. 4.** Временные ряды смещений в направлении на спутник ( $U_{LOS}$ , мм) в области максимальной мощности лавы на потоке Ленинградский к западу от конуса Клешня. Съемка 2017–2019 гг. На горизонтальной оси – номера снимков в сериях

**Fig. 4.** Time series of the LOS displacements ( $U_{LOS}$ , mm) in the area with the maximum lava thickness on the Leningradsky lava flow to the west of the Kleshnya cone. The survey was carried out in 2017–2019. The horizontal axis shows image number in the series

Расчеты показали, что средние скорости удаления от спутника в области с максимальной мощностью лавы на потоке Ленинградский к западу от конуса Клешня в период, покрываемый снимками 2017 г., составили 221 мм/год, 2018 г. – 193 мм/год и 2019 г. – 202 мм/год.

### Интерпретация полей смещения

Как уже отмечалось, РСА-интерферометрия позволяет определять смещения отражающей площадки вдоль направления зондирующего луча – по линии видения  $LOS$ . Это смещение может быть выражено через смещения на восток  $U_E$ , север  $U_N$  и по вертикали  $U_Z$ , угол наклона зондирующего луча к вертикали  $\theta$  и азимут орбиты  $\beta$ , который отсчитывается от направления на север по часовой стрелке, [Hanssen, 2001]:

$$U_{LOS} = U_Z \cos \theta + \sin \theta (U_N \sin \beta - U_E \cos \beta). \quad (1)$$

Ось  $Oz$  направлена вверх. Имея для нисходящей орбиты спутника Сентинель-1А  $\beta=188.18$  и  $\theta=38.77$ , получаем

$$U_{LOS} = 0.780 \cdot U_Z - 0.09 \cdot U_N + 0.620 \cdot U_E. \quad (2)$$

Зная только величину  $U_{LOS}$ , из одного уравнения (2) невозможно определить три интересующие компоненты вектора смещений ( $U_E$ ,  $U_N$ ,  $U_Z$ ), для этого необходимы дополнительные данные или предположения. Так, если смещения определены с двух треков – нисходящего и восходящего (т.е. при различных углах  $\theta$  и  $\beta$ ) – и есть основания полагать, что смещения на север, входящие в формулу (2) с очень небольшим коэффициентом, не превосходят по порядку величины другие компоненты, то, пренебрегая компонентой  $U_N$ , можно определить  $U_E$  и  $U_Z$ .

Три компоненты вектора смещений можно определить также на основе математической модели исследуемого процесса. В ряде случаев используемые модели могут задавать функциональную связь между компонентами поля смещений, например, в случае смещений по оползневому склону [Дмитриев и др., 2012; Михайлов и др., 2014]. Известны и другие модели, задающие связь между смещениями на земной поверхности и параметрами исследуемого процесса, например, объемами закачки/отбора на нефтегазовых месторождениях и подземных хранилищах газа [Михайлов и др., 2012], или величинами смещений на поверхности сейсмического разрыва. В частности, в работах [Михайлов и др., 2010, 2018] подробно изложено моделирование для Чуйского землетрясения на Алтае и Олюторского на Камчатке. Постановки задач в приложении к лавовым потокам можно найти, например, в [Patric et al., 2004; Chaussard, 2016; Wittmann et al., 2017].

Если предположить, что застывший твердый слой на поверхности лавы в основном смещается по вертикали вследствие остывания лавы или ее перемещения под этим твердым слоем, то горизонтальные компоненты смещения в формуле (1) можно считать равными нулю. В таком случае вертикальная компонента смещений становится равной

$$U_Z = \frac{U_{LOS}}{\cos \theta} = 1.29 \cdot U_{LOS}. \quad (3)$$

Для оценки величины термического погружения рассмотрим следующую простую постановку задачи. Пусть в начальный момент имеется полупространство, в котором температура линейно растет с глубиной. Следует ожидать, что в области регулярных извержений градиент температуры с глубиной  $dT_0$  будет выше средних его значений для Земли, составляющих 25 °С/км, например, окажется равным 40–50 °С/км, но, как показали численные эксперименты, на результаты моделирования величина  $dT_0$  влияет слабо.

В некоторый момент времени  $t=0$  на это полупространство накладывается поток лавы, имеющий постоянную начальную толщину  $H_0$  и температуру  $T_m$  (одномерная задача). Лава начинает остывать сверху, передавая тепло вниз. Поскольку горизонтальные размеры лавового потока  $L$  достигают 10 км, а его мощность  $H$  не превосходит 100 м, возникает малый параметр  $\varepsilon=H/L\sim 10^{-2}$ , с использованием которого легко показать, что переносом тепла вдоль горизонтальных осей можно пренебречь.

В первом приближении можно также пренебречь скрытой теплотой кристаллизации базальтового расплава и учесть конвективный теплоперенос за счет выхода газа и циркуляции воды в застывшей верхней части лавы путем задания более высокого “эффективного” коэффициента температуропроводности. Тогда для оценок оседания кровли лавового потока достаточно решить одномерное уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial T}{\partial t} + v \frac{\partial T}{\partial z} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (4)$$

а вертикальная компонента деформации, связанная с остыванием лавы, которая в первом приближении линейно зависит от коэффициента объемного расширения  $\alpha_v$  и изменения температуры, будет равна

$$e = \frac{\partial v}{\partial z} = \alpha_v \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (5)$$

Здесь  $T(z, t)$  – распределение температуры с глубиной;  $v$  – вертикальная скорость смешения частиц лавового потока в процессе остывания;  $k$  – коэффициент температуропроводности. Ось  $0z$  направлена вниз; начало координат  $z=0$  зафиксируем на поверхности полупространства до появления лавового потока, т.е. на его подошве. Начальное распределение температуры в момент появления лавового потока имеет вид:

$$T(z, 0) = \begin{cases} T_m & \text{при } -H_0 \leq z \leq 0, \\ dT_0 z & \text{при } 0 < z \leq H_n, \end{cases} \quad (6)$$

где  $H_n$  – глубина нижней границы модели, которая выбирается так, чтобы за время расчета (6 лет) изменения температуры при  $z=H_n$  были малы.

Введем вдоль оси  $0z$  систему элементов высотой  $\Delta z_i(t)$ , где  $i=1, 2, \dots, l+m$ , так, чтобы сумма верхних  $l$  элементов при  $t=0$  была равна начальной мощности лавы  $H_0$ , а сумма следующих  $m$  элементов равнялась  $H_n$ .

При решении применяется подвижная сетка элементов, высота которых меняется во времени в соответствии с уравнением (5):

$$\Delta z_i(t) = [1 + \alpha_v (T_i(t) - T_i(0))] \Delta z_i(0). \quad (7)$$

Здесь мы используем коэффициент объемного расширения  $\alpha_v$ , поскольку при принятых предположениях среда деформируется только по вертикали. Мощность лавового потока  $H(t)$  равна сумме высоты первых  $l$  элементов, а суммарное смещение дневной поверхности  $\Delta S(t)$  будет равно сумме высот всех  $l+m$  элементов минус  $H_0+H_n$ .

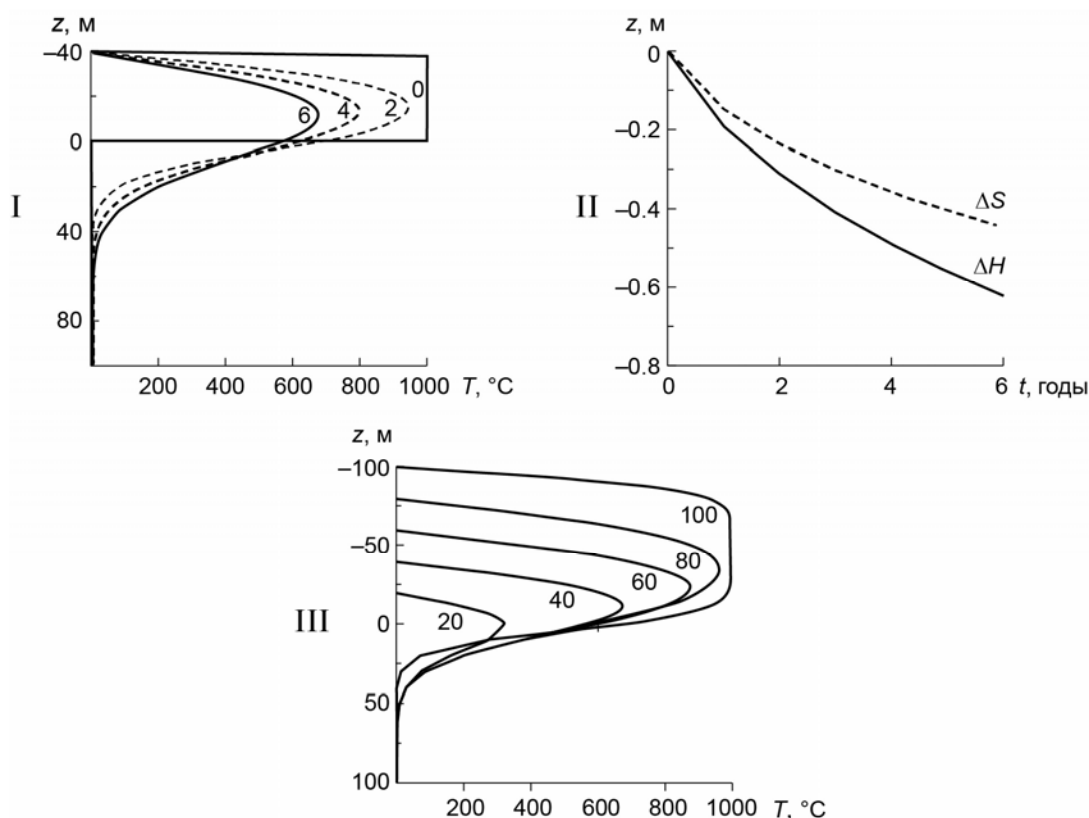
Уравнение (4) решалось численно по формуле (7) с применением неявной разностной схемы второго порядка методом прогонки с изменяющейся высотой ячеек  $\Delta z_i(t)$ . После расчета распределения температуры на каждом шаге  $t$  пересчитывалось положение узлов сетки, считая начало координат неподвижным.

При расчетах были использованы следующие параметры:  $\alpha_v=3.4 \cdot 10^{-5} \text{ } 1/^\circ\text{C}$  [Chausard, 2016];  $H_n=2$  км (по результатам расчетов на этой глубине изменение температуры за 6 лет меньше  $0.01 \text{ } ^\circ\text{C}$ ); шаг по времени  $dt=0.02$  года (дальнейшее уменьшение шага на результат не влияет); шаг сетки по вертикали внутри лавового потока 2 м;



$k=30 \text{ м}^2/\text{год}$  ( $1 \text{ мм}^2/\text{с}$ ); температура расплавленной магмы  $T_m=1000 \text{ }^\circ\text{C}$ ; градиент температуры в полупространстве до прихода лавового потока  $dT_0=50 \text{ }^\circ\text{C}/\text{км}$  (влияет слабо). Была выполнена серия расчетов, в которых начальная мощность лавы  $H_0$  задавалась от 20 до 100 м. Поскольку извержение в основном завершилось в середине 2013 г., а смещения в направлении на спутник мы сопоставляем с расчетами по снимкам за 2017–2019 гг., период моделирования был задан равным шести годам.

Результаты расчетов при выбранных значениях параметров и  $H_0=100 \text{ м}$  представлены на рис. 5 и в таблице, в которой для сопоставления приведены также данные интерферометрии. Максимальная мощность лавового потока достигает почти 100 м. Отметим, что погружение поверхности лавы меньше сокращения ее мощности (см. табл.) из-за разогрева подстилающих пород.



**Рис. 5.** Результаты моделирования процесса остывания лавового потока, выполненного на основе уравнений (4)–(6) при  $H_0=40 \text{ м}$ . I – распределение температуры  $T(z, t)$  по глубине  $z$  в зависимости от времени  $t$ . Цифры возле графиков:  $t=0$  – начальное распределение, далее – через 2, 4 года и 6 лет; II – погружение дневной поверхности  $\Delta S$  и изменение мощности лавового потока  $\Delta H$  в зависимости от времени  $t$ ; III – распределение температуры с глубиной  $T(z, t)$  при разной начальной мощности лавового потока  $H_0$ , м (значения  $H_0$  указаны возле соответствующих кривых) при  $t=6$  лет. На фрагментах I, III интервалы положительных значений  $z$  на вертикальной оси соответствуют толще лавы, отрицательных – подстилающему полупространству

**Fig. 5.** Results of modeling the lava flow cooling according to equations (4)–(6) at  $H_0=40 \text{ м}$ . I – temperature distribution  $T(z, t)$  with depth  $z$  depending on time  $t$ . The numbers near the graphs:  $t=0$  is the initial distribution, then – after 2, 4, and 6 years; II – subsidence of the day surface  $\Delta S$  and the change in the lava flow thickness  $\Delta H$  depending on time  $t$ ; III – temperature distribution with depth  $T(z, t)$  for different initial lava flow thickness  $H_0$ , m ( $H_0$  values are given near the corresponding curves) at  $t=6$  years. On fragments I, III, the intervals of positive  $z$  values on the vertical axis correspond to the thickness of the lava, negative – to the underlying half-space



Результаты моделирования при  $H_0=100$  м и  $k=1$  мм<sup>2</sup>/с в сопоставлении с данными интерферометрии за 2017–2019 гг.

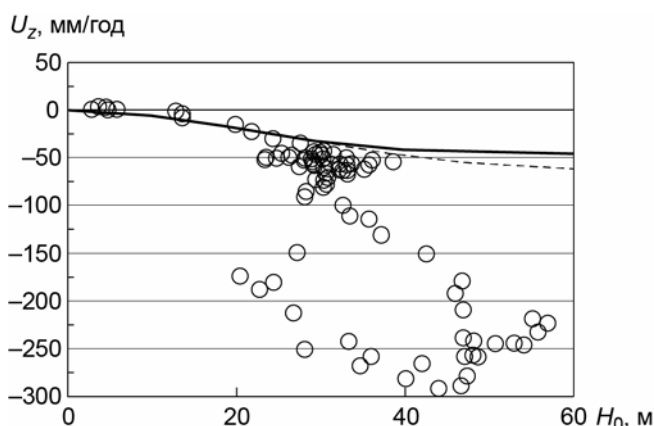
Год	Результаты моделирования		Вертикальное оседание по данным интерферометрии, м
	Погружение дневной поверхности ( $\Delta S$ , м)	Уменьшение мощности лавового потока ( $\Delta H$ , м)	
2017	0.057	0.083	0.285
2018	0.051	0.074	0.249
2019	0.046	0.067	0.261

Итак, величины погружения поверхности лавы в центре Ленинградского и Толудского потоков по данным РСА-интерферометрии оказываются существенно выше численных оценок по термической модели. Предположим, что пористая лава остывает быстрее – сначала за счет выхода газов, потом за счет поступления воды и снега.

Для учета этого эффекта мы выполнили расчеты, увеличив в два раза (до 2 мм<sup>2</sup>/с) эффективную теплопроводность. В результате оценка термического погружения поверхности лавы в 2019 г. при  $H_0=40$  м немного уменьшилась (лава быстрее остывала в первые годы), а при  $H_0=100$  м увеличилась с 0.046 до 0.066 м, оставшись в четыре раза меньше зарегистрированной величины 0.261 м. Сопоставление скорости погружения поверхности лавы по данным РСА-интерферометрии за 2019 г. с ее мощностью по [Dai, Howat, 2017] приведено на рис. 6.

**Рис. 6.** Скорости погружения поверхности лавы ( $U_z$ , мм/год) по данным спутниковой интерферометрии за 2019 г. в сопоставлении с ее начальной мощностью ( $H_0$ , м)

Кружки – данные спутниковой интерферометрии; сплошная линия – скорости погружения поверхности лавы при теплопроводности 1 мм<sup>2</sup>/с, штриховая – при 2 мм<sup>2</sup>/с



**Fig. 6.** Comparison of the initial lava thickness ( $H_0$ , m) and the lava surface subsidence rate ( $U_z$ , mm/year) according to satellite interferometry data for 2019. Circles show SAR interferometry data; solid line – the lava surface subsidence rates at thermal diffusivity of 1 mm<sup>2</sup>/year, dashed line – at 2 mm<sup>2</sup>/year

Можно видеть, что при мощности лавы менее 40 м величина термического погружения в целом близка к значительной части спутниковых оценок. В некоторых областях, где мощность лавы превосходит 20 м, фиксируется существенно более быстрое оседание. При этом, как уже отмечалось, скорости погружения, превышающие 70 мм/год, регистрируются только в верхних частях Ленинградского и Толудского полей, находящихся вокруг конуса Клешня, где мощность лавы максимальна и превосходит 90 м.

Кроме термического погружения, свой вклад в оседание поверхности лавы может вносить ряд процессов, включаемых в правую часть уравнения (5). В частности, это процессы дегазации незатвердевшей магмы и уплотнения застывших пород под действием веса вышележащих толщ, которые должны проявляться в областях с большой мощностью лавы.

Максимальные амплитуды погружения на Ленинградском потоке зафиксированы вдоль трещины, по которой происходило извержение. Погружение в этой области может происходить за счет продолжающегося после окончания извержения отступления лавы от поверхности вниз по трещине.

Рассмотрим другие возможные механизмы погружения поверхности лавового потока. Если предположить, что лава сохраняет подвижность при температуре более двух третей температуры плавления  $T_m$ , то согласно построенной термической модели к 2019 г. в областях с начальной мощностью лавы  $H_0 < 40$  м поток должен полностью затвердеть. При  $H_0 = 60$  м в нижней части потока сохраняется небольшой подвижный слой, а при еще большем значении  $H_0$  должен присутствовать достаточно мощный слой маловязкой лавы (см. рис. 5, III). Под действием силы тяжести маловязкая лава может смещаться вниз по склону между двумя затвердевшими слоями потока – верхним и нижним, – что приведет к погружению поверхности выше по склону и некоторому поднятию в нижней его части.

По данным РСА-интерферометрии области поднятий с небольшими скоростями до 10–15 мм/год фиксируются вдоль кромки Толудского и Ленинградского лавовых полей; при этом на Ленинградском поле поднятия с небольшими скоростями отмечены только в его юго-восточной части, ниже области с максимальной мощностью лавы.

### Выводы

Радарные снимки спутников Сентинель-1А позволили оценить скорости смещений поверхности лавового поля, сформированного в результате Толбачинского трещинного извержения имени 50-летия Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ТТИ-50). В предположении, что смещения происходят в основном по вертикали, максимальные скорости смещений составили 285 мм в 2017 г., 249 мм в 2018 г. и 261 мм в 2019 г. и оказались приуроченными к областям с максимальной мощностью лавы в области конуса Клешня.

Оценки погружения поверхности лавы в процессе ее остывания хорошо объясняют полученные по спутниковым данным величины погружения лавы на значительной части лавового поля, там, где мощность лавы не превосходит 40 м (см. рис. 6). В центральных же частях лавовых полей с максимальными мощностями лавы реальные величины погружения в несколько раз превосходят значения, полученные по термической модели.

Для выяснения причин высоких скоростей погружения поверхности лавы требуются более детальные расчеты. Ускоренное погружение может быть связано с дегазацией незастывшей части лавы, уплотнением затвердевших слоев. Термическая модель показывает, что при мощности лавы более 40 метров, под затвердевшей поверхностью может находиться горячий, подвижный слой, температура которого превышает две трети от температуры плавления. Поскольку максимальное погружение наблюдается в области трещины, по которой происходило извержение, можно заключить, что отступление незастывшей части лавы по трещине на глубину также могло внести вклад в наблюдаемые смещения поверхности потока. Движения незастывшей лавы вниз по склону под затвердевшей поверхностью лавового потока также объясняют наблюдаемое распределение смещений – погружение поверхности лавового поля в верхней части склона и небольшое поднятие в нижней его части.

Полученные результаты показывают, что технологии устойчивых отражателей, в частности, SBAS, – эффективный инструмент для мониторинга смещений склонов вулканов в сложных для спутниковой интерферометрии условиях полуострова Камчатка.

## Благодарности

Авторы признательны Чанли Дай и Яну Ховату за любезно предоставленные ими данные о мощности лавового поля, построенные по результатам оптической съемки, и благодарят Европейское космическое агентство за возможность использования снимков спутника Сентинель-1А.

## Финансирование

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки № 14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ”.

## Литература

- Гордеев Е.И., Добрецов Н.Л. (ред.) Толбачинское трещинное извержение 2012–2013 гг. (ТТИ-50). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. 427 с.
- Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И. Некоторые проблемы обработки и интерпретации данных спутниковой радарной интерферометрии на примере мониторинга оползневых процессов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9, № 2. С.130–142.
- Киселева Е.А., Михайлов В.О., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н. К вопросу мониторинга смещений земной поверхности методами радарной спутниковой интерферометрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14, № 5. С.122–132.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Оценка полного вектора смещений земной поверхности и техногенных объектов по данным радарной спутниковой интерферометрии для областей разработки месторождений нефти и газа // Геофизические исследования. 2012. Т. 13, № 3. С.5–17.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Смольянинова Е.И., Дмитриев П.Н., Голубев В.И., Исаев Ю.С., Дорохин К.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Некоторые проблемы мониторинга оползневых процессов с использованием спутниковых радарных снимков с различной длиной волны на примере двух оползневых склонов в районе Большого Сочи // Изв. РАН. Сер. Физика Земли. 2014. № 4. С.120–130.
- Михайлов В.О., Киселева Е.А., Арора К., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Чадда Р., Пономарев А.В., Шринагеш Д. Новые данные об Олюторском землетрясении, полученные с применением спутниковой радарной интерферометрии // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С.64–69.
- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шатино Н., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 // Изв. РАН. Физика Земли. 2010. № 2. С.3–16.
- Михайлюкова П.Г., Тутубалина О.В., Мельников Д.В., Зеленин Е.А. Количественная оценка параметров Трещинного Толбачинского извержения им. 50-летия ИВиС ДВО РАН и динамики вулканогенного рельефа на основе данных дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11, № 4. С.351–359.
- Сенюков С.Л., Михайлов В.О., Нуждина И.Н., Киселева Е.А., Дрознина С.Я., Тимофеева В.А., Волкова М.С., Шатино Н.М., Кожевникова Т.Ю., Назарова З.А., Соболевская О.В. Совместное исследование сейсмичности и данных спутника Sentinel-1A для оценки возможного извержения потухшего вулкана Большая Удина // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С.26–39.
- Федотов С.А. (ред.) Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка 1975–1976. М.: Наука, 1984. 637 с.

- Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D.* Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 299. P.22–37. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.04.009
- Chaussard E.* Subsidence in the Parícutin lava field: Causes and implications for interpretation of deformation fields at volcanoes // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. V. 320. P.1–11. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.009
- Dai C., Howat I.M.* Measuring lava flows with ArcticDEM: Application to the 2012–2013 eruption of Tolbachik, Kamchatka // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P.12,133–12,140. <https://doi.org/10.1002/2017GL075920>
- Hanssen R.* Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001. 308 p.
- Ji L., Lu Z., Dzurisin D., Senyukov S.* Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2013. V. 256. P.87–95.
- Ji L., Izbekov P., Senyukov S., Lu Z.* Deformation patterns, magma supply, and magma storage at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka, Russia, 2000–2010, revealed by InSAR // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2018. V. 352. P.106–116.
- Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S.* Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 307. P.79–88. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.011>
- Lundgren P., Lu Z.* Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations // *Geophysical Research Letters*. 2006. V. 33, N 6. L06301. doi: 10.1029/2005GL025181
- Patrick M.R., Dehn J., Dean K.* Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2004. V. 109. B03202. doi: 10.1029/2003JB002537
- Wittmann W., Sigmundsson F., Dumont S., Lavallee Y.* Post-emplacement cooling and contraction of lava flows: InSAR observations and a thermal model for lava fields at Hekla volcano, Iceland // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122, N 2. P.946–965.

#### *Сведения об авторах*

**МИХАЙЛОВ Валентин Олегович** – доктор физико-математических наук, член-корреспондент РАН, заведующий лабораторией, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1; профессор, физический факультет, Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова. 119991, ГСП-1, Москва, Ленинские горы, д. 1. Тел.: +7(499) 254-85-77. E-mail: mikh@ifz.ru

**ВОЛКОВА Мария Сергеевна** – научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. E-mail: msvolkova6177@gmail.com

**ТИМОШКИНА Елена Павловна** – старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. E-mail: elena@timoshkin.ru

**ШАПИРО Николай Михайлович** – главный научный сотрудник, Институт наук о Земле, Университет Гренобль-Альпы, г. Жьер, Франция; научный руководитель лаборатории, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. Тел. +7(903) 788-18-97. E-mail: nikolai.shapiro@univ-grenoble-alpes.fr

**БАБАЯНЦ Игорь Павлович** – ведущий инженер, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. Тел.: +7(903) 788-18-97. E-mail: pa81@yandex.ru

**ДМИТРИЕВ Павел Николаевич** – научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. E-mail: dmitrievpn@gmail.com

**ХАЙРЕТДИНОВ Станислав Ахмедович** – научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, Большая Грузинская ул., д. 10, стр. 1. E-mail: khairtdinov-st@mail.ru

## ANALYSIS OF DISPLACEMENTS OF THE LAVA FLOW SURFACE OF THE 2012–2013 TOLBACHIK FISSURE ERUPTION BY SAR INTERFEROMETRY

V.O. Mikhailov<sup>1,2</sup>, M.S. Volkova<sup>1</sup>, E.P. Timoshkina<sup>1</sup>, N.M. Shapiro<sup>1,3</sup>,  
I.P. Babayantz<sup>1</sup>, P.N. Dmitriev<sup>1</sup>, S.A. Khairtdinov<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup> *Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia*

<sup>3</sup> *Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS (UMR5275), Gieres, France*

**Abstract.** The Tolbachik fissure eruption, named after the 50th anniversary of the Institute of Volcanology and Seismology of the Far East Branch RAS (TFE-50), occurred from November 27, 2012 to September 15, 2013 in the area of the Plosky Tolbachik volcano. During the eruption, a large lava field was formed with area of about 45.8 km<sup>2</sup> and total lava volume ~0.6 km<sup>3</sup>. The application of the method of persistent scatterers to the satellite Sentinel-1A SAR images made it possible to estimate the rates of the lava field surface displacement in 2017–2019. The surface mainly subsides in the direction from the satellite, with the exception of the periphery of the Toludsky and Leningradsky lava flows, where small uplifts are observed. Assuming that the displacements occur mainly along the vertical, the maximum average displacement rates for the snowless periods of 2017–2019 were 285, 249, and 261 mm/year, respectively. The maximum subsidence was registered in areas with the maximum lava thickness on the Leningradsky and Toludsky lava flows.

The estimates of the thermal subsidence of the lava surface during its cooling are generally close to the subsidence values over a significant part of the lava field, but in a number of areas in its central part, the actual subsidence values are several times higher. According to the thermal model when lava thickness exceeds 40 m, there can be a hot moving layer under the solidified surface, which temperature exceeds 2/3 of the melting point. Since on the Leningradsky flow, the maximum subsidence is observed in the area of the fissure along which the eruption took place, it can be assumed that the retreat of lava down the fissure contributed to the observed displacements of the flow surface. Subsidence can also be associated with degassing of the molten part of the lava, compaction of rocks under the weight of the overlying strata and the migration of non-solidified lava under the hard cover.

**Keywords:** SAR interferometry, Tolbachik fissure eruption of the 50th anniversary of the Institute of Volcanology and Seismology of the Far East Branch RAS (TFE-50), displacement of the lava flow surface, thermal subsidence

### References

- Belousov A., Belousova M., Edwards B., Volynets A., Melnikov D., Overview of the precursors and dynamics of the 2012–13 basaltic fissure eruption of Tolbachik Volcano, Kamchatka, Russia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, vol. 299, pp. 22-37. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.04.009
- Chaussard E., Subsidence in the Paricutin lava field: Causes and implications for interpretation of deformation fields at volcanoes, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2016, vol. 320, p. 1-11. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2016.04.009

- Dai C., Howat I.M., Measuring lava flows with ArcticDEM: Application to the 2012–2013 eruption of Tolbachik, Kamchatka, *Geophysical Research Letters*, 2017, vol. 44, pp. 12,133–12,140, <https://doi.org/10.1002/2017GL075920>
- Dmitriev P.N., Golubev V.I., Isaev Yu.S., Kiseleva E.A., Mikhailov V.O., Smolyaninova E.I., On processing and interpretation of the SAR interferometry data in the case of the landslide monitoring, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* (Current problems in remote sensing of the Earth from Space), 2012, vol. 9 (2), pp. 130–142. [in Russian].
- Fedotov S.A. (Ed.), *Bol'shoe treshchinnoe Tolbachinskoe izverzhenie. Kamchatka 1975–1976* (The Great Tolbachik fissure eruption. Kamchatka 1975–1976), Moscow: Nauka, 1984, 637 p. [in Russian].
- Gordeev E.I., Dobretsov N.L. (Eds.), *Tolbachinskoe treshchinnoe izverzhenie 2012–2013 gg (TTI-50)* (Tolbachik fissure eruption of 2012–2013 (TTI-50)), Novosibirsk: SB RAS, 2017, 427 p. [in Russian].
- Hanssen R.F., *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001, 308 p.
- Ji L., Lu Z., Dzurisin D., Senyukov S., Pre-eruption deformation caused by dike intrusion beneath Kizimen volcano, Kamchatka, Russia, observed by InSAR, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2013, vol. 256, pp. 87–95.
- Ji L., Izbekov P., Senyukov S., Lu Z., Deformation patterns, magma supply, and magma storage at Karymsky Volcanic Center, Kamchatka, Russia, 2000–2010, revealed by InSAR, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2018, vol. 352, pp. 106–116.
- Kiseleva E.A., Mikhailov V.O., Smolyaninova E.I., Dmitriev P.N., On monitoring surface displacements of natural terrains using SAR interferometry, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* (Current problems in remote sensing of the Earth from Space), 2017, vol. 14 (5), pp. 122–132. [in Russian].
- Lundgren P., Lu Z., Inflation model of Uzon caldera, Kamchatka, constrained by satellite radar interferometry observations, *Geophysical Research Letters*, 2006, vol. 33, no. 6, L06301, doi: 10.1029/2005GL025181
- Lundgren P., Kiryukhin A., Milillo P., Samsonov S., Dike model for the 2012–2013 Tolbachik eruption constrained by satellite radar interferometry observations, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2015, vol. 307, pp. 79–88. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.05.011>
- Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Arora K., Timoshkina E.P., Smirnov V.B., Chadda R., Ponomarev A.V., Shrinagesh D., New Data on the Olyutorskii Earthquake Acquired via SAR Interferometry, *Journal of Volcanology and Seismology*, 2017, vol. 12 (3), pp. 231–220.
- Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Dmitriev P.N., Golubev V.I., Smolyaninova E.I., Timoshkina E.P., Estimation of full vector of displacements of the Earth's surface and technogenic objects based on InSAR data applied to oil and gas production areas, *Geofizicheskiye issledovaniya* (Geophysical Research), 2012, vol. 13, no. 3, pp. 5–17. [in Russian].
- Mikhailov V.O., Kiseleva E.A., Smol'yaninova E.I., Dmitriev P.N., Golubev V.I., Isaev Y.S., Dorokhin K.A., Timoshkina E.P., Khairtdinov S.A., Some problems of landslide monitoring using satellite radar imagery with different wavelengths: Case study of two landslides in the region of Greater Sochi, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2014, vol. 50, pp. 576–587.
- Mikhailov V.O., Nazaryan A.N., Smirnov V.B., Kiseleva E.A., Tikhotskii S.A., Smol'yaninova E.I., Timoshkina E.P., Polyakov S.A., Diamant M., Shapiro N., Joint inversion of the differential satellite interferometry and GPS data: a case study of Altai (Chuia) earthquake of September 27, 2003, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2010, vol. 46 (2), pp. 91–103.
- Mikhaylyukova P.G., Tutubalina O.V., Melnikov D.V., Zelenin E.A., Quantitative assessment of the 2012–2013 Tolbachik fissure eruption based on remote sensing, *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* (Current problems in remote sensing of the Earth from Space), 2014, vol. 11 (4), pp. 351–359. [in Russian].
- Patrick M.R., Dehn J., Dean K., Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Approach and analysis, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2004, vol. 109, B03202, doi: 10.1029/2003JB002537
- Senyukov S.L., Mikhailov V.O., Nuzhdina I.N., Kiseleva E.A., Droznina S.Ya., Timofeeva V.A., Volkova M.S., Shapiro N.M., Kozhevnikova T.Yu., Nazarova Z.A., Sobolevskaya O.V., A Joint Study of Seismicity and SAR Interferometry Observations for Assessing the Possibility of Eruption of the Dormant Bolshaya Udina Volcano, *Journal of Volcanology and Seismology*, 2020, no. 5, pp. 26–39.
- Wittmann W., Sigmundsson F., Dumont S., Lavalley Y., Post-emplacment cooling and contraction of lava flows: InSAR observations and a thermal model for lava fields at Hekla volcano, Iceland, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2017, vol. 122, no. 2, pp. 946–965.