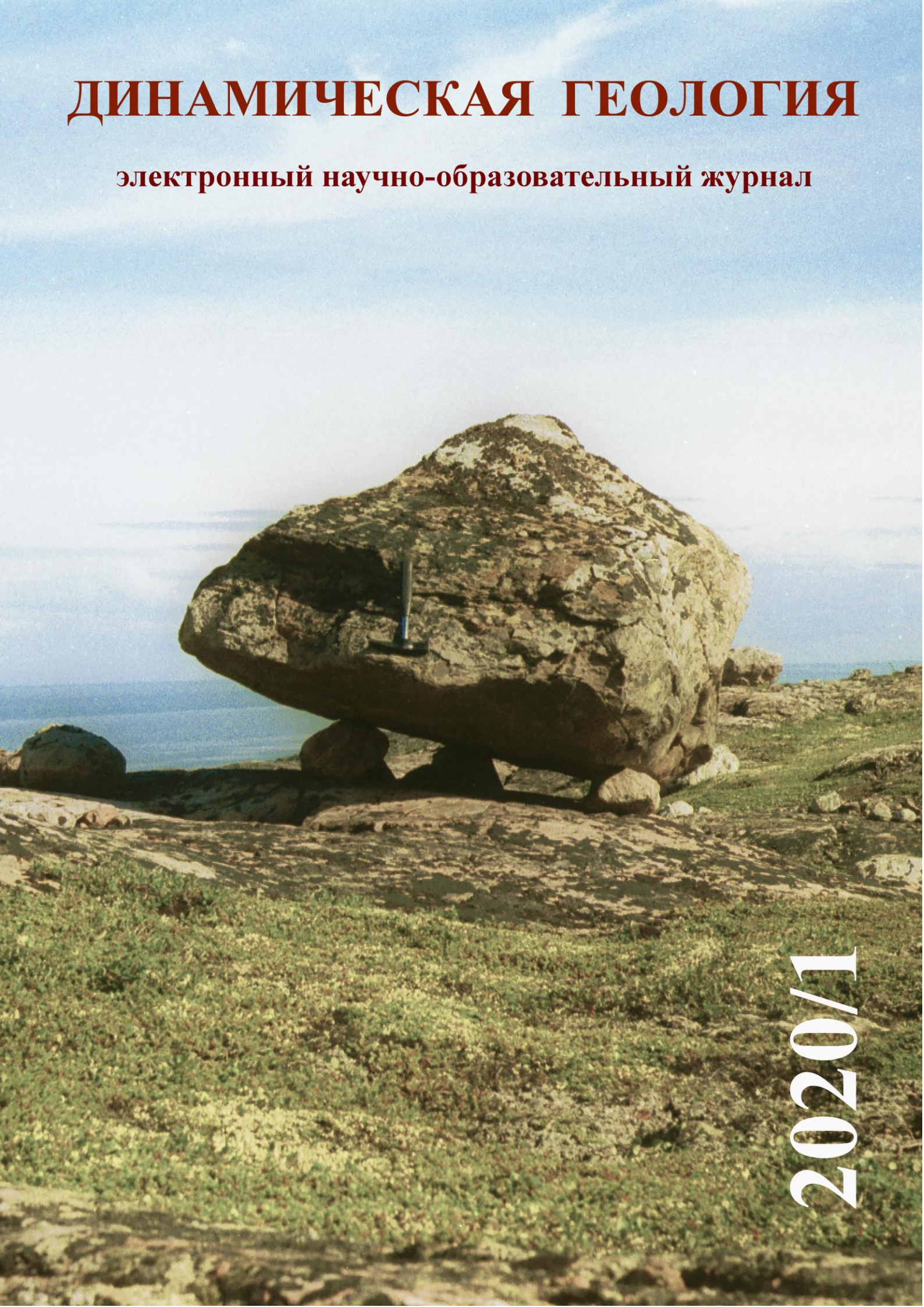
ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

электронный научно-образовательный журнал



2020/1

УДК 55
ББК 26.3я43
Д46

Д46 **Динамическая геология. Электронный научно-образовательный журнал 2020/1** – Москва : Изд-во «Перо», 2020. – 95 с. Электрон. текстовые дан. (7 Мб). – Систем. требования: процессор x86 с тактовой частотой 500 МГц и выше; 512 Мб ОЗУ; Windows XP/7/8; видеокарта SVGA 1280x1024 High Color (32 bit). – Загл. с экрана.

ISBN 978-5-9-00171-061-5

Электронный адрес журнала
http://www.geodisaster.ru/index.php?page=nomera-zhurnalov-za-2020-god

Под редакцией к.г.-мин. наук В.А.Зайцева
Редколлегия:
Л.В.Панина, А.О. Агибалов, А.И. Полетаев.

В первом номере журнала «Динамическая геология» за 2020 год опубликованы статьи, в которых затронуты разные аспекты данной дисциплины. Так, работы Г.В. Брянцевой и А.И. Гущина посвящены *геокатастрофам*; *вулканическая деятельность* рассмотрена в статьях Н.В. Короновского, М.С. Мышенковой и Т.Ю. Тверитиновой (с соавторами); *методические вопросы* проанализированы в публикациях А.А. Златопольского и А.О. Агибалова (с соавторами). Ряд вопросов, связанных с *историей геологии*, затронут в статьях А.И. Полетаева. Важно отметить, что авторами являются не только сотрудники кафедры динамической геологии МГУ имени М.В. Ломоносова, но и кафедры исторической геологии геологического факультета МГУ, факультета почвоведения МГУ, ИФЗ имени О.Ю. Шмидта РАН, Института космических исследований РАН. Этот факт свидетельствует о том, что разные аспекты динамической геологии вызывают интерес в научном сообществе.

УДК 55
ББК 26.3я43

На обложке журнала – эрратический валун, Кольский п-ов. Фото Зайцева В.А.

ISBN 978-5-9-00171-061-5

© Авторы статей, 2020

СОДЕРЖАНИЕ

Брянцева Г.В., Гущин А.И. Катастрофическое извержение вулкана Тамбора – самое сильное взрывное извержение исторического времени **4**

Мышенкова М.С., Короновский Н.В. Последняя фаза извержений вулкана Эльбрус (Северный Кавказ) **15**

Брянцева Г.В., Гущин А.И. Великое китайское землетрясение 1920 года **28**

Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е., Лиходеев Д.В. Грязевые вулканы в структуре Керченского полуострова **38**

Златопольский А.А. Автоматизация линеаментного анализа – методика LESSA. Протяженные линеаменты. Методический обзор **55**

Агибалов А.О., Бондарь И.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Гордеев Н.А. Сопоставление результатов обработки массовых замеров зеркал и борозд тектонического скольжения методами катакластичекого анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого и кинематического анализа Гущенко-Анжелье на примере опорного участка «Мыс Вестник» (Баренцево море) **67**

Полетаев А.И. Кто и/или что тормозит развитие геологии? **76**

Полетаев А.И. «Сравнительная тектоника» как пример геологического диссонанса **83**

Чичекина Е.М., Агибалов А.О. Оценка взаимосвязи геоморфологического строения и почвенного покрова УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова **86**

УДК 551.211

КАТАСТРОФИЧЕСКОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ВУЛКАНА ТАМБОРА – САМОЕ СИЛЬНОЕ ВЗРЫВНОЕ ИЗВЕРЖЕНИЕ ИСТОРИЧЕСКОГО ВРЕМЕНИ

Брянцева Г.В., Гущин А.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Вулканизм – одно из наиболее ярких и грозных явлений природы, имеющее огромное значение в геологической истории Земли. Вулканическая деятельность на нашей планете с момента её рождения и до настоящего времени шла и идет постоянно. Известно около 1500 наземных вулканов, действовавших на Земле за последние 10 тысяч лет. И сейчас ежегодно на планете извергается 60-80 вулканов. В каждый отдельный момент времени примерно 17-20 вулканов на Земле находится в стадии извержения. По подсчетам специалистов только за фанерозойское время на поверхность планеты было вынесено более 600 км^3 глубинного магматического материала.

Извержения одних вулканов проходит достаточно незаметно для людей, особенно тех, которые расположены в малонаселенных районах Земли. Извержения других представляют собой великие катастрофы, влекущие за собой страшные последствия для всего человечества. Такие природные катастрофы, нередко приводящие к гибели целых цивилизаций, навсегда остаются в истории.

В 1815 году, 205 лет назад, произошло грандиозное эксплозивное извержение вулкана Тамбора, самое сильное извержение исторического периода. Катастрофическое извержение Тамборы привело не только к гибели очень большого количества людей, но и, как считают, к серьезным климатическим изменениям на планете. Возможно, что извержение 1815 года стало причиной знаменитого «года без лета» в Европе и Северной Америке. Обычно о подобных катастрофических явлениях планетарного масштаба существует довольно обширная научная литература, но этого нельзя сказать о извержении вулкана Тамбора.

Вулкан Тамбора находится на небольшом о. Сумбава, на полуострове Сангар, расположенном в северной части острова (рис. 1).

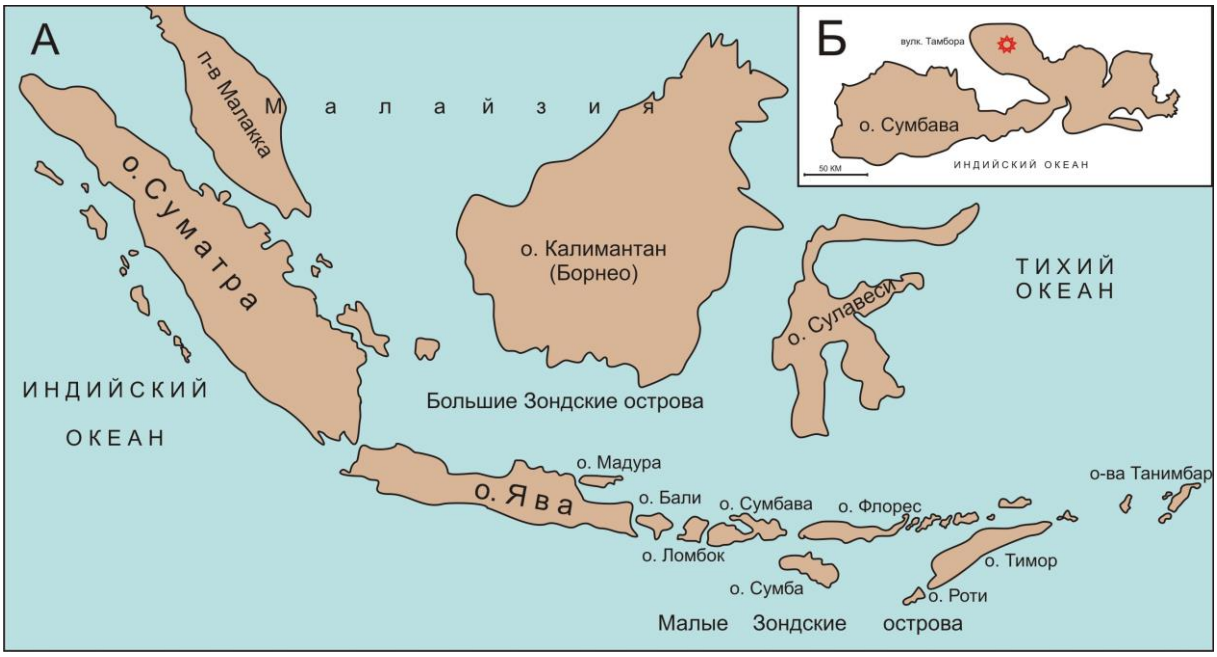


Рис. 1. Малайский (Зондский) архипелаг (А); вулкан Тамбора на о. Сумбава (Б)

Сейчас этот остров, как и многие другие острова Малайского (Зондского) архипелага входит в состав Индонезии, а в 1815 году они являлись колонией Нидерландов и состояли из нескольких государств – Темборо, Пекат, Сангар, Домио, Бима. До 1815 г. вулкан Тамбора был самым высоким в Малайском архипелаге, его высота составляла 4,3 км (рис. 2). По данным радиоуглеродного анализа было установлено, что извержения вулкана Тамбора наблюдались и ранее – в 4000–3000 гг. до н.э., а также в начале нашей эры, примерно между 590 и 890 годами.

Рис. 2. Реконструкция извержения вулкана Тамборо

[https://img-fotki.yandex.ru/get/44085/65827224.100d/0_18e5be_2c40fe9b_orig]

И вот, после длительного перерыва, в 1812 году местные жители стали слышать гул в районе вулкана, а вблизи его вершины появилось темное облако газа. Это продолжалось до 1815 года, когда 5 апреля над вулканической постройкой поднялся столб пепла, высотой до 33 км, и образовалась дымка оранжевого цвета. Выбросы пепла продолжались более 30 часов, но лавы не было, поскольку она осталась в жерле вулкана. Если магма содержит большое количество газов, то возникает эксплозивное или взрывное извержение с огромным количеством туфов и пепла.

Наиболее сильная эксплозия произошла 10 апреля, когда над вершиной вулкана появились 3 огненных столба, высота которых достигала 44 км. Потом возник огненный вихрь, который сметал все на своем пути и дома, и деревья и животных. Продолжающиеся взрывы были такой силы, что они были слышны на многих островах архипелага, в том числе и на о. Суматра, который находится на расстоянии 2500 км от вулкана. Мощность взрывов была в 8 раз сильнее взрыва Везувия 79 года и в 4 раза сильнее взрыва Кракатау 1883 года. Она составила 800 мегатонн, а это мощность 50 тыс бомб, сброшенных на Хиросиму в 1945 г., при этом выделилось $1.440 \cdot 10^{20}$ Дж энергии [Раст, 1982]. Согласно расчетам Р. Вербека при взрыве вулкана Кракатау в Зондском архипелаге было выброшено 18 км^3 рыхлых продуктов, в то время как при извержении Тамборы в 1815 г. образовалось по разным данным от 100 куб. км [Ван Беммелен, 1957] до 150 км^3 [Раст, 1982] рыхлого пирокластического материала.

Гарун Тазиев писал: «Если бы вся эта масса обрушилась на Париж, над городом образовался бы «могильный холм» высотой больше тысячи метров» [Тазиев, 1976]. Это извержение было отнесено к 7 категории из 8 возможных по шкале вулканической активности (VEI, от англ. *Volcanic Explosivity Index*), предложенной в 1982 г. вулканологами из США К. Ньюхоллом и С. Селфом, основанной на объеме продуктов извержения, высоте столба пепла, частоты и типе извержения (рис. 3).

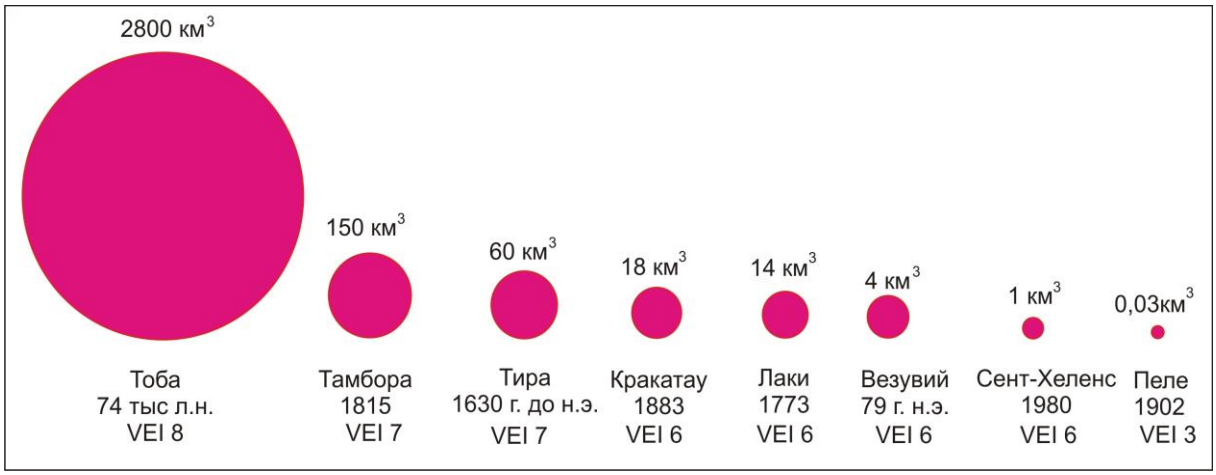


Рис. 3. Объем выброшенного материала и оценка некоторых крупных извержений вулканов по шкале вулканической активности (VEI)

Затем, по склонам потекло 7 потоков раскаленной лавы и пирокластические потоки. Куски пемзы громадных размеров удалялись от берега на расстояние до 40 км. От эруптивного купола газы, вулканический песок, вулканические бомбы и пепел распространились на огромное расстояние (рис. 4). Размер бомб достигал 30 м, а на расстоянии до 40 км долетали бомбы размеров в 5 кг. По приблизительным подсчетам в воздух было выброшено 1,7 млн тонн обломков разного размера [Кубеев, Ионова, 2010]. Уже 12 апреля облако пепла достигло островов Ломбок, Бали, Мадура и др. Выпал он и на о. Ява, который расположен в 900 км от места извержения вулкана Тамбора.

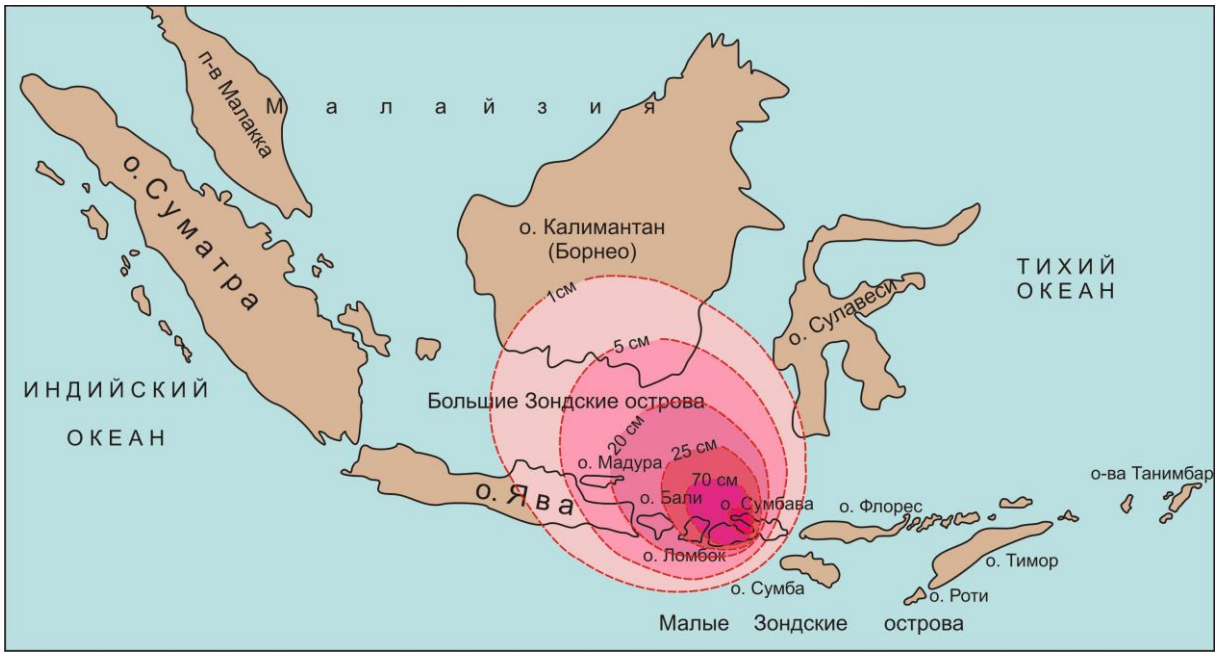


Рис. 4. Карта разноса пеплового материала (показано красным)

Слой пепла достигал 3 м. Одновременно возникло цунами, высотой почти 4 м, которое обрушилось на острова. Диаметр основания вулкана Тамбора до извержения составлял 40 км, но многочисленные взрывы разрушили вершину горы, раскололи ее склоны. После извержения его высота уменьшилась почти на 1500 м [Кубеев, Ионина, 2010].

Рис. 5. Кальдера вулкана Тамбора [https://mtdata.ru/u24/photo624E/20390890254-0/original.jpg]

Рис. 6. Раскопки на о. Сумбава [https://3.bp.blogspot.com/-LJYgHC0alDM/T7JiQIwxo-I/AAAAAAAATvg/g3_vG5fC4cI/s1600/1a_4.jpg]

После взрывных извержений часто образуется кальдера. Так и при извержении вулкана Тамбора, извержение которого длилось с 5 апреля 1815 г. до 16 июля 1816 года, образовалась

кальдера диаметром 6 км и глубиной около 700 м, на дне которой в настоящее время находится озеро (рис. 5).

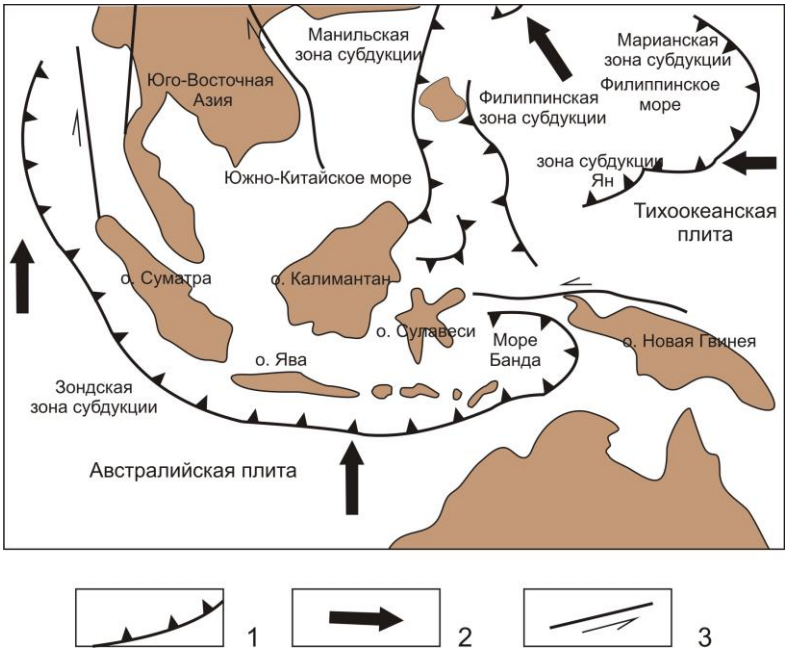


Рис.7. Островные дуги и краевые моря на западном обрамлении Тихого океана (по [Л.Жоливе и др., 1989; из кн. В.Е.Хаина, М.Г.Ломизе, 1995]; упрощенно): *1 – зоны субдукции и связанные с ними островные дуги, 2 – векторы конвергенции литосферных плит; 3 - крупные разломы и смещения по ним*

В результате извержения вулкана мгновенно погибли около 11 тыс человек, практически все жители о. Сумбава. В живых осталось лишь 26. Еще более 35 000 человек умерло на соседних островах от голода и болезней. Это привело к уничтожению трех царств Пекат, Сангар и Тамбора, исчезла самобытная индокитайская культура, существовавшая на о. Тамбора, исчез и тамборский язык, относящийся к мон-кхемрской группе языков. В 2004 г. группа археологов под руководством профессора Х. Сигурдсона обнаружила на острове вблизи вулкана Тамбора хорошо сохранившееся поселение (рис.6). Недаром это место назвали «индонезийской или Восточной Помпеей. Но это было еще не все. В результате голода и эпидемий, которые возникли после извержения на островах Индонезии погибло по разным данным от 50 тыс до 92 тыс человек [Раст, 1982].

Почему же именно здесь произошло катастрофическое извержение, и почему именно в этом районе находится значительное количество действующих вулканов. Вулканы размещены на земном шаре не беспорядочно, примерно 75% действующих вулканов приурочено к периферии Тихого океана, к зоне субдукции, где тяжелая океаническая кора

погружается под континентальную. Зондский архипелаг расположен между Индийским и Тихим океанами и представляет собой зону активного взаимодействия Австралийский, Индокитайской, Филиппинской и Тихоокеанской литосферных плит. На стыке плит образовались многочисленные островные дуги и окраинные моря (рис. 7). Островные дуги Зондских островов на всем своем протяжении состоят из двух параллельных дуг, Внутренних – вулканических и Внешних – невулканического типа. С внешней стороны островные дуги сопровождаются глубоководными желобами. Под ними находится активная зона субдукции.

Внешняя невулканическая дуга представлена на западе подводными горами, переходящими к востоку в цепочку островов – Тимор, Роти, Танимбар и др. (рис. 8). Они сложены высокометаморфизованными породами, которые могут иметь континентальное происхождение [Хаин, 2001]. Эти островные дуги относятся к энсиалическому типу, т.е. образованы в результате отчленения блока от континентальной окраины и раскрытия задугового бассейна.

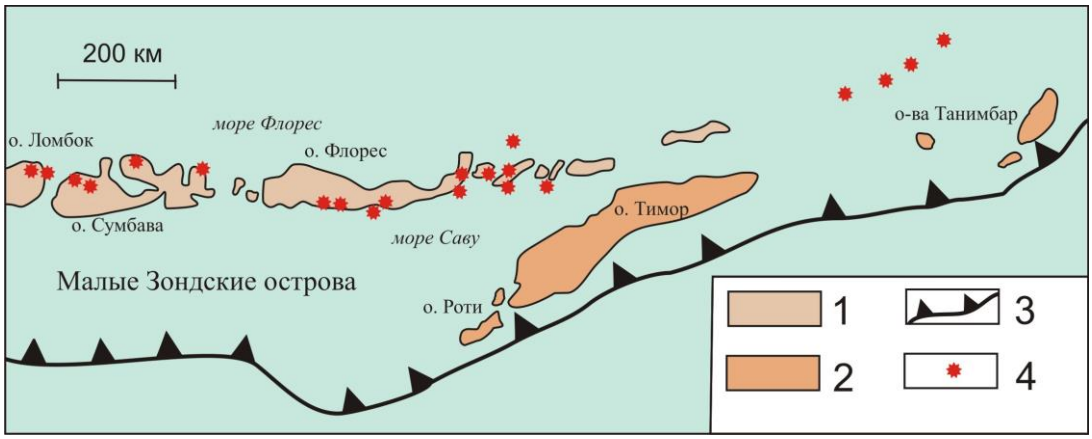


Рис. 8. Малые Зондские острова: *1 – Внутренняя островная дуга, 2 – Внешняя островная дуга, 3 – зона субдукции, 4 – вулканы*

Внешняя дуга отделяется от Внутренней вулканической прогибами, глубиной от 3 до 7 км [Хаин, 2001]. Острова Внешней дуги, к которым относятся острова Ява, Ломбок, Сумбава и др. (рис. 8) отличаются особенностью геологического строения и развития вулканизма. Если на острове Ява вскрываются верхнемеловые и палеоценовые породы, то острова, расположенные восточнее сложены преимущественно осадочными и вулканогенными породами неогенового и плейстоценового возраста. В пределах Внутренней вулканической дуги известно более 500 вулканических построек, из которых 170 – действующие [Ван Беммелен, 1957].

Для периферийно-океанического типа вулканизма, который характерен для зон субдукции и развивается преимущественно в островных дугах, характерны щелочноземельная, толеитовая, базальтовая и андезитовая магмы, которые в тыловых зонах островных дуг сменяются высокоглиноземистой и даже щелочной магмами. А при дифференциации андезитовой магмы широко развивается кислый вулканизм [Апродов, 1982]. Для вулканов Внутренней дуги Зондских островных дуг характерны известково-щелочные магмы и только некоторые из них выбрасывают магму, содержащую лейциты.

От состава магмы, ее кислотности часто зависит и тип извержения. Базальтовые магмы имеют небольшую вязкость, поэтому они образуют большие потоки и обширные покровы. Для андезитовых лав характерна большая вязкость, поэтому при извержении этих лав происходят сильные взрывы, и образуется значительно количество пирокластического материала. Для островных дуг характерны эксплозивный тип извержения и образование больших взрывных и провальных кальдер. Для вулканов, расположенных в пределах Малайзии коэффициент эксплозивности близок к 95% [Ван Беммелен, 1957]. И эксплозивность магмы возрастает с повышением ее кислотности. Катастрофические взрывы в Индонезии связаны с дациториолитовой магмой.

Остров Сумбара, расположенный в Малом Зондском архипелаге, сложен осадочными и вулканическими породами миоценового возраста, которые перекрыты на севере плиоцен-плейстоценовыми вулканогенными отложениями. Вулкан Тамбора сложен богатыми калием лейцитсодержащими породами. Диаметр его основания в настоящее время около 15 км (рис. 9).

Рис. 9. Вулкан Тамбора сегодня [https://avatars.mds.yandex.net/get-pdb/51720/203472834-vulkan-tambora-izdaleka-1452842997.16/s120]

Плейстоценовый щит, окружающий этот вулкан имеет диаметр 30 км и сложен оливиновыми андезитами. Вокруг вулкана проявляется сольфатарная деятельность [Апродов, 1982]. Богатая калием магма могла образоваться в результате ассимиляции мощных толщ известняков неогенового и плейстоценового возраста, отложения, которых на севере о. Сумбава широко распространены, и известково-щелочной магмы, широко распространенной в пределах Зондских островных дуг [Ван Беммелен, 1957]. Лава содержала большое количество газов, преимущественно CO_2 и H_2S, которые по-видимому и послужили причиной грандиозного взрыва по типу «плинианского» с промежуточной газовой фазой – выбросом вместе с пеплом огромного количеств газов.

Но самое страшное случилось потом. В результате выбросов в атмосферу огромной массы мельчайших частичек пепла, которые попали в стратосферу, а также диоксида серы, который при наличии в атмосфере паров воды окисляется до серной кислоты, мельчайшие частички которой обладают свойством экранирования тепловой радиации Солнца и способствуют образованию облаков, на земном шаре изменился климат. Солнечные лучи не проникали на Землю. Наиболее сильно это сказалось в Европе и Америке, где летние температуры 1816 года, когда случился «год без лета» понизились на 2-4°С [Кубеев, Ионина, 2010], во многих районах не вызрел урожай. Наибольшие изменения температуры были зафиксированы в Испании, Франции, Германии (рис.10). Это привело к голоду и эпидемиям уже по всему миру. Считается, что в результате погибло более 200 тыс человек. В тоже время летние температуры 1815 года в России были выше средних. Объяснить этот факт сложно. Еще в течении трех лет в атмосфере находился пепел и пыль, попавшая в атмосферу после извержения, не давая солнечным лучам согревать планету. Таким образом, несмотря на противоречивость данных в разных источниках об извержении вулкана Тамбора и количестве погибших, его можно считать одним из самых губительных на Земле в историческое время.

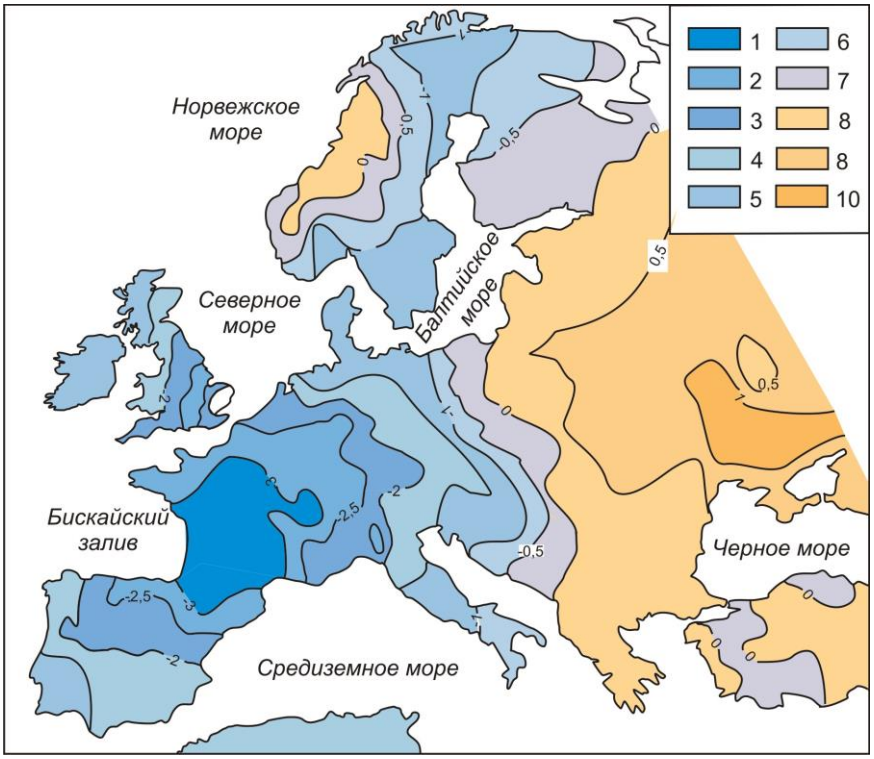


Рис. 10. Аномалия летней температуры 1816 года

(по [https://ic.pics.livejournal.com/5cek/77206984/1390954/1390954_900.png], упрощенно): *1-6: уменьшение средней летней температуры: 1 – более чем на -3°С, 2 – на - 2,5-3°С, 3 – на - 2-2,5°С, 4 – на - 1,5-2°С, 5 – на - 1-1,5°С, 6 – на - 0,5-1°С, 7 – на 0-0,5°С; увеличение средней летней температуры на: 8 - 0-0,5°С, 9 – 0,5-1°С, 10 – более чем на 1°С*

Конечно, всех волнует вопрос – будет ли новое извержение вулкана Тамбора и есть ли возможность прогноза катастрофических извержений вулканов в будущем. Ведь если вулкан расположен в густонаселенном районе, то весьма велика вероятность гибели людей. Конечно, важно не только предсказать, когда начнется извержение, но еще важно определить его характер. Вулканологи наблюдают за действующими и потухшими вулканами, и в отдельных случаях им удается предсказать начало извержения, а зная предыдущую историю вулкана, можно довольно точно предвидеть его тип.

Что же вулкан Тамбора? Судя по последним работам ученых в этом районе, такая грандиозная катастрофа не должна повториться. Ходя небольшие взрывные извержения были зафиксированы в 1819, 1880 и 1967 годах. Сейчас вулкан, высотой 2722 м вроде бы успокоился, но повышенная сейсмическая активность, зафиксированная в 2011, 2012 и 2013 годах, а также сольфатарная деятельность, периодические выбросы дыма говорят о том, что

он по-прежнему находится в активной стадии. И наверное поэтому вокруг вулкана находится зона отчуждения площадью 60 км^2, где жить запрещено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Апродов В.А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М.: изд-во МГУ. 1965. 222 с.

Апродов В.А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с.

Ван Беммелен Р.В. Геология Индонезии. М.: изд-во Иностранной литературы, 1957. 394 с.

Кубеев М.Н., Ионина Н.А. 100 великих катастроф. М.: изд-во Вече. 2010. 104 с.

Раст Х. Вулканы и вулканизм. М.: Мир. 1982. 344 с.

Тазиев Г. Встречи с дьяволом. М.: Мысль. 1976. 384 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.

УДК 551.21 (234.9)

ПОСЛЕДНЯЯ ФАЗА ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА ЭЛЬБРУС (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)

Мышенкова М.С., Короновский Н.В.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Эльбрус расположен в пределах Бокового хребта Большого Кавказа и обладает двумя вершинами: Западной (5642 м) и Восточной (5621 м). Основание вулканического конуса расположено на отметках 3500–3700 м, таким образом, его высота составляет около 2 км. В районе западной части современной вулканической постройки Эльбруса в раннем неоплейстоцене проявлял активность более древний вулкан, называемый Палео-Эльбрусом или Кюкюртли. Формирование сложной стратовулканической постройки собственно вулкана Эльбрус началось в среднем неоплейстоцене. Результаты расчленения и корреляции продуктов вулканической активности, а также отнесения их к той или иной фазе активности на основании получаемых определений радиоизотопного возраста в некоторых случаях не согласуются с имеющимися геолого-геоморфологическими данными. В данной статье охарактеризованы продукты последней фазы вулканической активности Эльбруса, а именно морфология лавовых потоков и их выражение в рельефе, а также произведено сопоставление имеющихся определений радиоизотопного возраста вулканитов с возрастом, установленным на основании геолого-геоморфологического метода. Проведенный анализ на примере вулкана Эльбрус показывает наиболее объективную информативность геолого-геоморфологического метода при изучении истории геологического развития молодых вулканов.

ПРОДУКТЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ ПОСЛЕДНЕЙ ФАЗЫ АКТИВНОСТИ

Последняя фаза вулканической активности Эльбруса началась после отступания ледников второй фазы безенгийского оледенения на Кавказе, являющегося аналогом вюрмского оледенения в Альпах [Milanovsky, 2008]. Во время данной фазы были образованы обе вершины Эльбруса и многочисленные лавовые потоки, спускающиеся к северному и южному подножиям вулкана. На северном подножии насчитывается три группы лавовых потоков (рис. 1), самая древняя из которых обнажается севернее окончания ледника Джикаугенкез, а молодая – севернее окончания ледника Уллумалиендерку. Первичная поверхность потоков наиболее древней восточной группы несколько сглажена, размыта и практически повсеместно задернована.

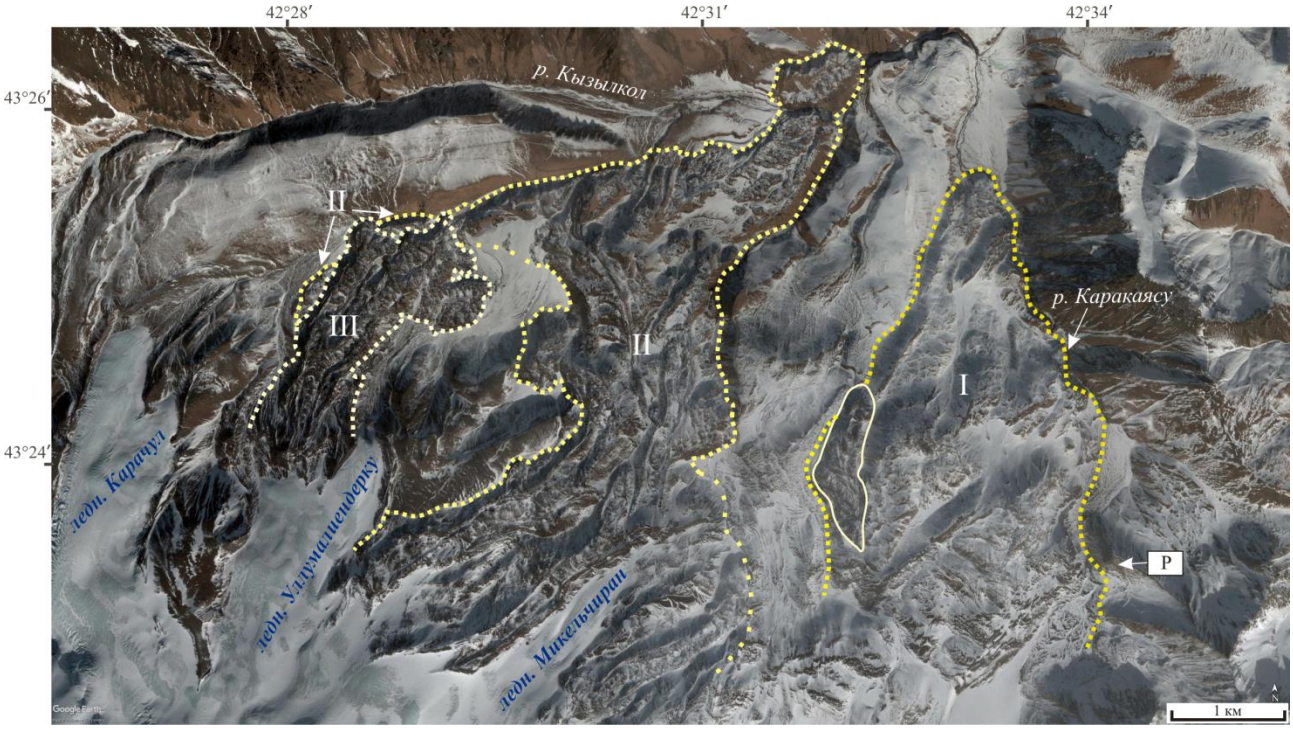


Рис. 1. Три группы лавовых потоков на северном подножии вулк. Эльбрус, образовавшихся во время последней фазы вулканической активности. *Пунктирной линией показаны контуры групп лавовых потоков: I – наиболее древняя восточная группа, II – центральная группа, III – наиболее молодая западная группа. Сплошной линией показан контур экструзивного купола. P – местоположение описанного разреза наиболее древних продуктов последней фазы вулканической активности Эльбруса*

Ниже приводится описание разреза вулканогенных образований, залегающих на неровной размытой поверхности палеозойских гранитов в левом борту р. Каракаясу в ее верхнем течении. Данный разрез был описан Н.В. Короновским в 1955 г. во время геолого-съемочных и тематических работ, проводимых в Приэльбрусье Баксанской партией Кавказской экспедиции МГУ им. М.В. Ломоносова, однако до настоящего времени данное описание опубликовано не было.

1. Пачка туфобрекчий, состоящих из глыб черно-сиреневых с отдельными мелкими черными пятнами, а в верхней части пачки еще и черных смоляновидных дацитов, погруженных в более мелкозернистый туфовый матрикс. Общая мощность – 22,3–23,3 м. В пачке туфобрекчий характер матрикса снизу вверх по разрезу меняется в следующей последовательности (в скобках указаны мощности слоев туфобрекчий с различными видами матрикса):

1) серый псаммитовый, включающий особенно большое количество обломков пористых светло-серых, темно-серых и пятнистых лав (0,5 м);

2) бурый, красноватый или желтоватый псаммитовый (6 м);

3) кирпично-красный агломерато-крупнопсефито-псаммитовый, обогащенный угловатыми мелкими обломками размером 1–15 см черно-красных дацитов с эвтакситовой текстурой (0,3 м);

4) зеленовато-серый рыхлый псаммитовый (10 м);

5) красно-бурый псаммитовый (4–5 м);

6) кирпично-красный псефито-псаммитовый (1,5 м).

2. Кластолава, состоящая из обломков темно-серых смоляновидных дацитов, заключенных в розовато-сиреневом пористом цементе. Мощность – 4–5 м.

3. Дациты темно-серые, плотные, массивные, однородные, с глыбовой отдельностью. В подошве наблюдается шлаковая корка закалки с включениями мелких обломков темно-серых дацитов. В верхней части дациты несколько ошлакованные и брекчированные. Мощность – 7–10 м.

4. Лавобрекчии и лавы светло-серые и голубовато-серые дацитового состава. Для лав характерна плитчатая отдельность, совпадающая с плохо выраженной флюидальностью. Местами лавы приобретают красноватый оттенок. Мощность – 30–35 м.

5. Дациты красно-черные с отдельными черными пятнами. В кровле потока хорошо видна столбчатая отдельность. Мощность – 25–30 м.

Такое строение типично для большинства молодых лавовых потоков. Часто в них можно наблюдать прослои лавобрекчий, свидетельствующих о многократных и повторных излияниях.

Более молодая центральная группа лавовых потоков характеризуется хорошо сохранившейся первичной глыбовой поверхностью, хотя в нижней части группы при приближении к р. Кызылкол она становится более задернованной. Потоки данной группы имеют крутые и высокие бортовые части, и пониженные центральные участки с напорными валами. В концевых участках часто находятся куполовидные поднятия, образованные сгруживанием лав. Мощность потоков группы редко достигает 60 м. В поперечных разрезах наблюдается наслаивание друг на друга нескольких потоков мощностью в 15–20 м, поскольку в процессе извержения потоки, изливавшиеся из одного центра, нередко следовали один за другим по одному и тому же «коридору», налегая друг на друга.

Самый протяженный поток, спустившись в долину р. Кызылкол и заполнив ее, не повернул вниз по долине, а уперся в южный склон Передового хребта и поднялся вверх на несколько десятков метров, что свидетельствует о значительной вязкости лав. В результате преграждения данным потоком русла р. Кызылкол выше него по течению образовалось

подпруженное озеро, в котором накопилась толща аллювиально-озерных отложений. Данная толща состоит из горизонтально залегающих слоев лапиллей и окатанных обломков эльбрусских дацитов гравийной, реже галечной размерности, чередующихся с тонкими слоями серых песчанистых глин, а также прослоями вулканических песков и пеплов [Короновский, Милановский, 1958]. Озеро было спущено в три этапа через прорывы, выраженные в рельефе лавового потока, «забравшегося» на склон Передового хребта (рис. 2). Во время последнего из них образовался ныне существующий врез с водопадом Султан. К настоящему моменту поток прорезан р. Кызылкол уже на 2/3 своей мощности. Отложения аллювиально-озерной толщи выходят на месте подпруженного озера в уступе IV надпойменной террасы р. Кызылкол, высота которой составляет 16 м, и в цоколе III и II надпойменных террас, высота которых составляет 13–12 и 10–8 м соответственно (рис. 2).

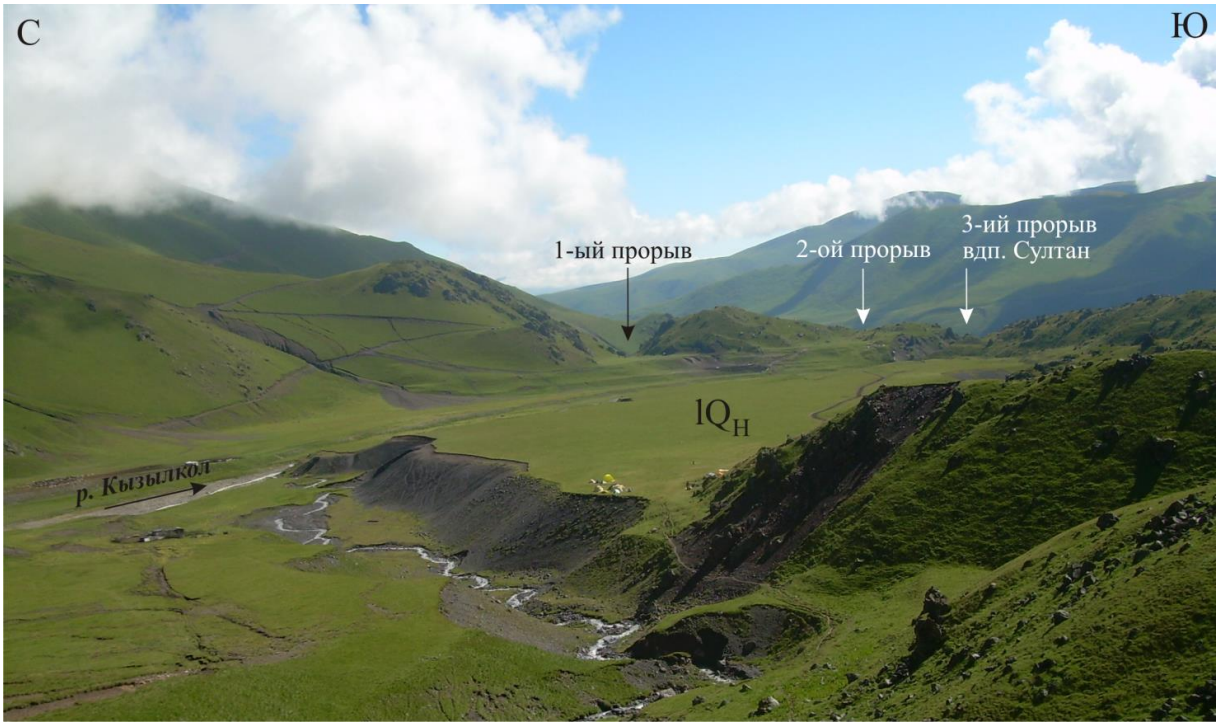


Рис. 2. Фронтальная часть лавового потока, перегородившего долину р. Кызылкол. *lQ_H – аллювиально-озерная толща*

В процессе формирования центральной группы потоков было образовано еще одно подпруженное озеро, отложения которого слагают горизонтальную площадку размером 0,6 × 1,0 км (так называемый «Немецкий аэродром» времен второй мировой войны) в районе урочища Ирахиктюз к северу от выступа палеозойских гранитов с налегающими на них верхнеплиоценовыми и верхненеоплейстоценовыми флюидолитами. Запруда, скорее всего, была образована двумя потоками, которые обогнули с двух сторон выступ более древних

пород и сомкнулись в своих концевых частях перед новой преградой в виде Кызылкольского потока, протягивающегося вдоль правого борта одноименной реки.

Западная группа потоков, обнажающаяся севернее окончания ледника Уллумалиендерку, является самой молодой на северном склоне Эльбруса, о чем свидетельствует наилучшая степень сохранности первичного микрорельефа поверхности потоков по сравнению с вышеописанными группами. На аэрофото- и космоснимках хорошо видно, что излияние лав было многократным, и потоки, шириной до 200 м и мощностью в 15–30 м, наслаиваются один на другой. Из-под молодых потоков в западной и северной частях данной группы выступают краевые части потока, участвовавшего в образовании вышеописанного подпруженного озера в районе урочища Ирахиктюз.

На южном склоне Эльбруса лавовые потоки последней фазы активности обнажаются в Азау-Терскольском междуречье, где они налегают на лавы средненеоплейстоценовой и поздненеоплейстоценовой (?) фазы активности. Самый протяженный поток спустился в троговую долину р. Азау, выработанную во время второй фазы безенгийского оледенения. В верховьях р. Азау, выше по течению от станции канатной дороги, наблюдается следующее внутреннее строение потока (по вертикали снизу – вверх по разрезу), в котором выделяются:

1. Лавобрекчия, состоящая из глыб дацитов красного и черного цвета. Видимая мощность около 15 м.

2. Дациты серые со столбчатой отдельностью. Видимая мощность – 10–15 м.

3. Дациты серые с глыбовой и плитчатой отдельностью и прослоями лавобрекчий. Видимая мощность – 50–70 м.

4. Лавобрекчия красная дацитового состава. Видимая мощность 50–60 м.

Истинная мощность потока значительно меньше наблюдаемой, так как он стекает с очень крутого склона.

Во время последней фазы активности извержения происходили не только из вершинных кратеров, но и из трещин и паразитических кратеров, расположенных на склонах Восточного конуса и у его подножия. На восточном склоне Эльбруса, вблизи вершины, расположен провал с хорошо выраженной полукруглой вертикальной стенкой, от которой в стороны, расширяясь к подножию Эльбруса, прослеживаются гребни обрушения, представляющие собой склоны вулкана. Данная лоткообразная структура – Акчерья-кол-баши-терсак – вероятнее всего представляет собой результат скольжения и оседания стенки вулкана, вызванного либо потерей массы при извержениях, либо подвижками в близповерхностном магматическом очаге (рис. 3, а). Подобные секторальные разломы,

образующие грабенообразные провалы на склонах стратовулканов, хорошо известны [Ритман, 1964].

Еще один молодой побочный центр извержения расположен на северном склоне Восточной вершины на высоте около 5 км над уровнем моря (т.н. Приют Ленца). В этом месте сквозь ледовый покров проступает нагромождение глыбовых лав, от которых начинается лавовый поток с двумя хорошо выраженными бортами и понижениями между ними (рис. 3, б). Скорее всего, этот поток короткий, так как ниже по склону расположен конечный напорный вал.

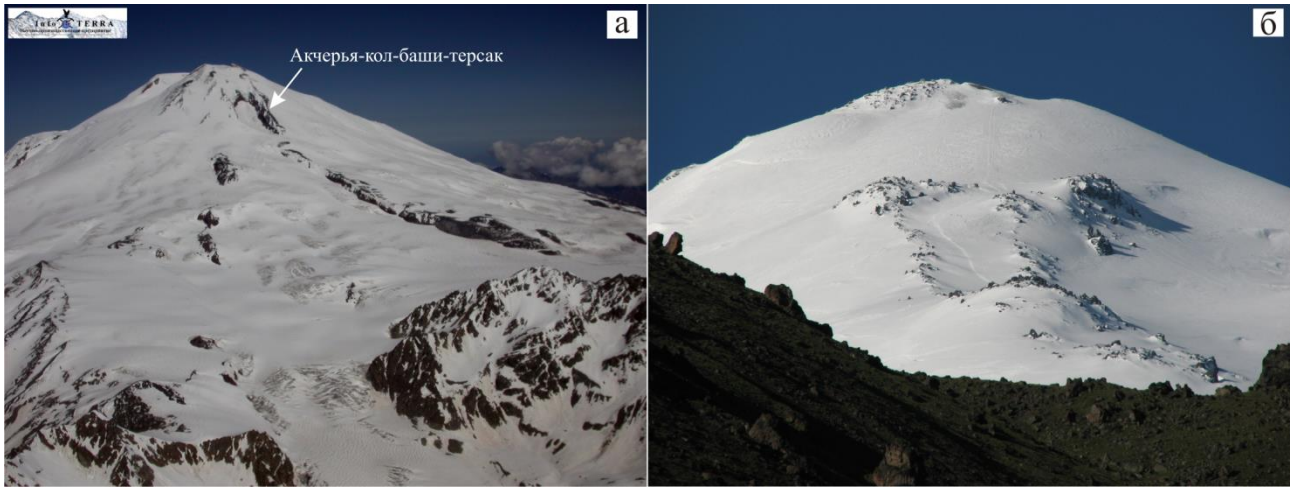


Рис. 3. Паразитические кратеры на восточном и северном склонах Восточного конуса: *а – Акчерья-кол-баши-терсак; б – Приют Ленца*

В юго-западной части восточной группы потоков на северном подножии Эльбруса располагается молодой экструзивный купол, сложенный глыбовыми лавами дацитового состава с прекрасно сохранившейся первичной формой микрорельефа. Экструзивный купол вытянут в меридиональном направлении приблизительно на 1,5 км и возвышается над поверхностью прорываемых им лав на 20–30 м. С запада он подрезан мореной оледенения середины XIX в.

Наряду с излияниями лав во время последней фазы вулканической активности происходили эксплозивные извержения. К наиболее древним продуктам эксплозивной активности, предварявшим излияния лав, относятся описанные выше туфобрекчии, залегающие в основании обнажающегося в левом борту р. Каракаясу разреза восточной группы потоков северного подножия Эльбруса. Об эксплозивных извержениях, происходивших спустя непродолжительный, по геологическим меркам, период времени после образования потока, перегородившего р. Кызылкол, свидетельствует вещественный состав пород, слагающих толщу подпруженного озера.

Пирокластические образования присутствуют в юго-восточной части основания Восточной вершины вблизи седловины, где из-под снежного чехла фрагментарно обнажаются светло-серые пористые вулканиты с линзами пемзокластических туфов. Образование данных отложений связывают с эксплозивными выбросами, происходившими из кратера Западной вершины [Природные…, 2004]. С этими выбросами также связывают линзы пеплов и пемз, обнаруженных на низких речных террасах рр. Баксан и Чегем [Газеев, 2003; Природные…, 2004].

В работе [Богатиков и др., 1998] приводится описание вулканических песков из почвенно-пирокластического чехла на северном и южном подножиях Эльбруса, образование которых связано с тремя разными эпизодами эксплозивной активности, происходивших во второй половине голоцена.

Представляется наиболее вероятным, что обнаруженные и описанные пирокласты отражают лишь часть эксплозивной активности, происходившей во время последней фазы вулканической деятельности Эльбруса.

Петрографические, петрохимические и геохимические особенности продуктов вулканической активности Эльбруса и ее последней фазы в частности детально охарактеризованы в работах многих исследователей [Короновский, 1979; Молявко и др., 1980; Бубнов, 2003; Газеев, 2003; Природные…, 2004; Короновский, Демина, 2007, Лебедев и др., 2010 и др.]. По своему петрохимическому составу они, как и продукты предыдущей поздненеоплейстоценовой фазы активности, соответствуют дацитам, но отличаются от них в два и более раз меньшими содержаниями вкрапленников, максимальное количество которых достигает в молодых вулканитах 13%. Вкрапленники представлены плагиоклазом, гиперстеном, а также кварцем, авгитом, амфиболом и биотитом в качестве второстепенных минералов.

А.В. Чугаевым с коллегами [Чугаев и др., 2013] были выявлены различия в химическом составе и Pb-Pb изотопно-геохимических характеристиках дацитов, изверженных из Западного и Восточного конусов во время последней фазы активности и стекавших по южному склону Эльбруса. На основании полученных данных ими было произведено расчленение молодых дацитов южного склона.

ОБСУЖДЕНИЕ ВОЗРАСТА ВУЛКАНИТОВ

В настоящий момент имеется ряд определений K-Ar изотопного возраста дацитов последней фазы активности Эльбруса, полученных по основной массе вулканитов с использованием разработанного в ИГЕМ РАН варианта K-Ar метода для датирования молодых магматических пород [Лебедев и др., 2010].

Так, для молодых дацитов южного склона, обнажающихся между ледниками Бол. и Мал. Азау, получены значения 35±20, 25±15, 10±10 тыс. лет; выступающих между ледниками Мал. Азау и Гарабаши и спускающихся в троговую долину р. Азау – 35±20, 20±10, 15±15, 30±20 и ≤ 30 тыс. лет; обнажающихся в двух бортах ледника Терскол – ≤ 30 тыс. лет. Для дацитов Западной вершины получено значение 25±15 тыс. лет [Лебедев и др., 2010]. Радиогенный аргон в опробованной основной массе пород содержится в ультрамалом количестве; в образцах, по которым итоговая погрешность определения возраста (±2σ) составила 100% отн., радиогенный аргон обнаружен не был. В целом данные результаты свидетельствуют о крайне молодом возрасте вулканитов.

K-Ar радиоизотопный возраст дацитов одного из наиболее молодых потоков центральной группы северного подножия Эльбруса составляет 30±25 тыс. лет. Все потоки данной группы, которые оканчиваются южнее широты расположения фронтальной части восточной группы, были отнесены к последней фазе активности. К последней фазе активности также была отнесена и восточная группа потоков. Наиболее протяженный поток центральной группы, перегородивший долину р. Кызылкол, на основании оценок возраста, составляющих 70±20 тыс. лет, был отнесен к предыдущей фазе активности, происходившей, по мнению исследователей [Лебедев и др., 2010], 110–70 тыс. лет назад. К предыдущей фазе активности ими также были отнесены все потоки западной группы.

K-Ar возраст потока, перегородившего долину р. Кызылкол, несомненно, удревнен. Поверхность потока характеризуется бугристым микрорельефом (рис. 4, а, б), которая в случае воздействия на нее ледника второй фазы безенгийского оледенения была бы как минимум сглажена, как максимум – перекрыта моренными отложениями или их остатками, что характерно для более древних потоков – Малкинского и Кызылкольского (рис. 4, г) – протягивающихся вдоль правых бортов одноименных рек и образовавшихся во время предыдущей фазы активности после отступания ледников первой фазы безенгийского оледенения. Накопление толщи в подпруженном озере, образовавшемся в результате преграждения потоком реки Кызылкол, происходило в голоценовое время, о чем свидетельствует значение ^{14}C возраста торфа из центральной части толщи, составляющее 9440±30 лет [Газеев, 2003]. Возраст потока явно не может быть существенно древнее полученного значения.

Потоки западной группы имеют исключительно свежий морфологический облик (рис. 4, в) и затронуты лишь моренами стадии оледенения XIX в. Более того, около ледника Уллукол под одним из наиболее молодых потоков западной группы захоронена морена

исторической стадии голоценового оледенения, имевшей место 2–2,5 тыс. лет назад [Короновский, 1968; Милановский, Короновский, 1973].

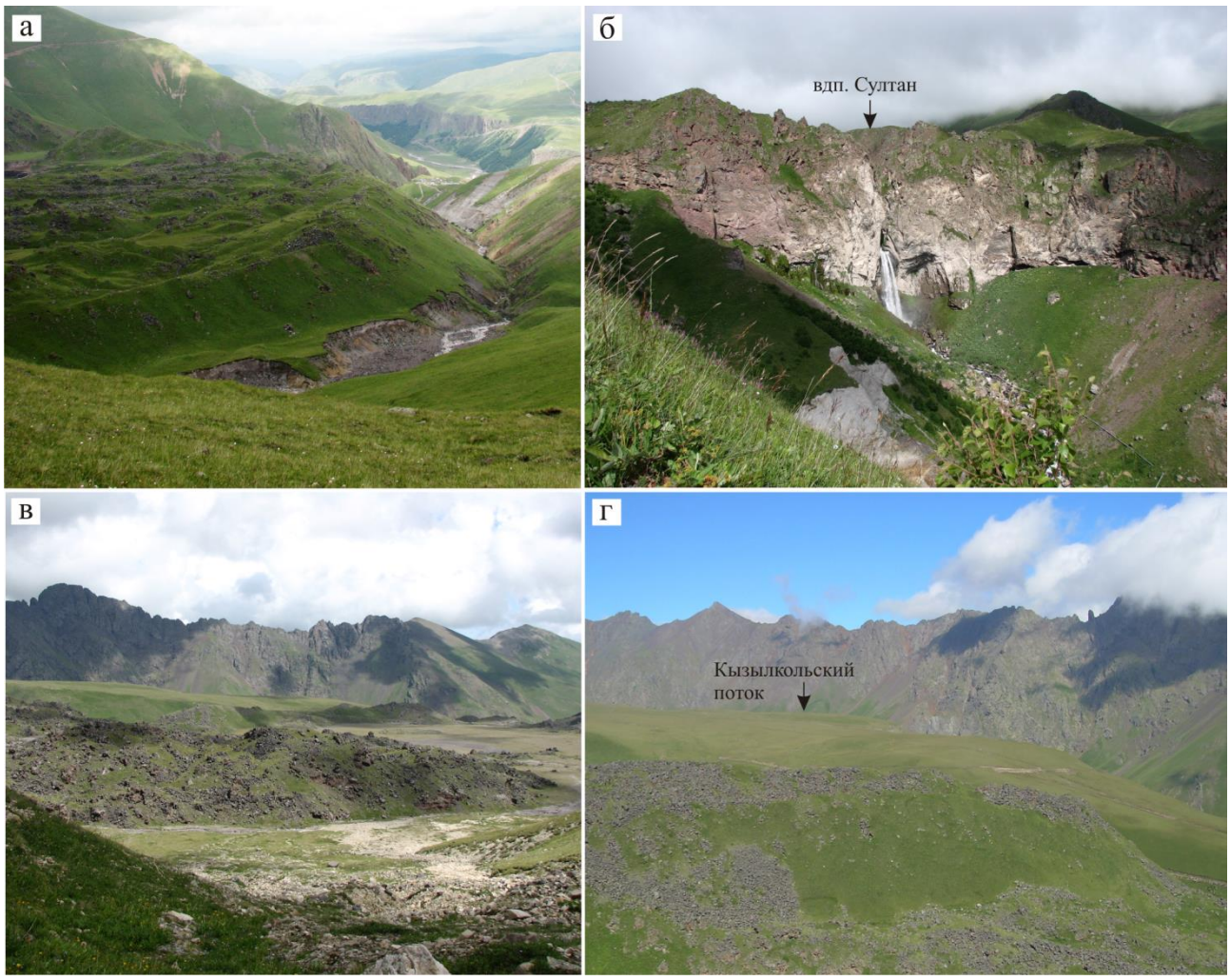


Рис. 4. Микрорельеф поверхности лавовых потоков на северном подножии Эльбруса, образованных во время последней (а, б, в) и предпоследней (г) фазы вулканической активности: *а – бугристый микрорельеф поверхности потока, перегородившего долину р. Кызылкол; б – поверхность этого же потока в районе вдп. Султан; в – лавовый поток наиболее молодой западной группы; г – сглаженная ледником поверхность Кызылкольского потока, большая часть которой перекрыта мореной*

Имеющиеся радиоуглеродные ^{14}C датировки древесных углей и гумусированных погребенных почв из почвенно-пирокластического чехла на северном и южном подножиях Эльбруса свидетельствуют как минимум о трех эпизодах эксплозивной активности, проявлявшихся во второй половине голоцена.

Первый из них выявлен на основании датировки (6250±50 лет) древесного угля из углистой линзы, приуроченной к кровле линзы вулканического пылеватого песка длиной около 5 м и мощностью до 70 см [Богатиков и др., 1998]. Последняя залегает на глыбовой

осыпи на борту потока, перегородившего р. Кызылкол, в его фронтальной части. В данном разрезе, как справедливо было замечено авторами, прямо датируется только пирокластика, хотя полученное значение возраста впоследствии было распространено и на сам поток [Газеев, 2003; Природные…, 2004]. Реальный возраст потока с наибольшей долей вероятности близок к ^{14}C датировке торфа (9440±30 лет) из центральной части озерной толщи, поскольку данное подпруженное озеро было образовано после излияния потока в долину р. Кызылкол.

Второй более поздний эпизод выявлен на основании датировки (4270±70 лет) кусочков древесного угля из почвенно-пирокластического чехла, перекрывающего поток, который спускается в троговую долину р. Азау [Богатиков и др., 1998]. Под современной почвой в нем захоронены три маломощных горизонта вулканического песка, разделенных горизонтами палеопочв, накопившихся во время периодов затишья между тремя импульсами эксплозивной активности. Датированный образец был отобран из палеопочвы, залегающей между нижними двумя из трех горизонтов вулканических песков. Полученное значение возраста наиболее вероятно существенно моложе возраста потока, на котором залегает почвенно-пирокластический чехол, что отмечается и в работе [Лебедев и др., 2010].

Третий эпизод выявлен на основании датировки (1770±60 лет) образца из подошвы современного почвенного слоя, залегающего на слоистой пачке вулканических песков общей мощностью около 20 см в 10 км к юго-юго-востоку от Западной вершины Эльбруса [Богатиков и др., 1998]. Пачка вулканических песков в свою очередь залегает на морене исторической стадии голоценового оледенения, имевшей место 2–2,5 тыс. лет назад, что является нижним возрастным пределом ее образования.

ВЫВОДЫ

Основываясь на морфологических признаках, а именно характере микрорельефа лавовых потоков, по нашему мнению, наиболее древними продуктами последней фазы активности Эльбруса являются потоки восточной группы на северном подножии вулкана. Возраст наиболее протяженного и, по всей видимости, наиболее древнего потока центральной группы, преграждавшего долину р. Кызылкол, с наибольшей долей вероятности близок к ^{14}C датировке торфа 9440±30 лет назад [Газеев, 2003] из центральной части толщи, образовавшейся в подпруженном озере после преграждения потоком долины реки. На основании имеющихся данных можно заключить, что, по крайней мере, центральная и западная группа потоков северного склона Эльбруса была образована в голоцене. Нижним возрастным пределом для потоков восточной группы северного склона является время отступания ледников второй фазы безенгийского оледенения, являющейся эквивалентом

стадии максимального наступания ледников Вюрм-3 в Альпах. Ранее последнюю формально соотносили с морской изотопной стадией (МИС) 2 (24–11 тыс. лет) [Van Husen, 2000; Van Husen, Reitner, 2011]. Однако в настоящий момент выявлено некоторое несоответствие временных рамок стадии Вюрм-3 с традиционно соотносимой с ней МИС 2. Установлено, что наступание альпийских ледников началось 34 тыс. лет назад, а с 17 тыс. лет началась их быстрая деградация. Во время стадии достижение ледников своего максимума происходило асинхронно: часть ледников достигла своего максимума к 27 тыс. лет, другая – к 21 тыс. лет [Seguinot et al., 2018]. Возможно, что подобная асинхронность имела место быть и на Кавказе.

Имеющиеся данные позволяют с достаточной степенью уверенности утверждать, что последние из достоверно установленных извержений – как эффузивные, так и эксплозивные – происходили после отступания ледников исторической стадии оледенения около 2000 лет назад.

Таяние существовавших ледников во время эпизодов вулканической активности приводило к образованию лахаров, отложения которых выявлены в долинах рр. Баксана и Малки на расстоянии до 70 км от Эльбруса [Природные…, 2004]. Лахары представляют одну из главных опасностей для населенных пунктов, расположенных в долинах рр. Кубани, Малки и Баксана на расстоянии до 70-80 км от Эльбруса, поскольку в случае возникновения вулканической активности произойдет неизбежное быстрое таяние больших объемов снега и ледников. Также опасность представляют палящие тучи и пеплопады, которые с учетом имеющихся данных о характере эксплозивной активности Эльбруса могут возникнуть с большой долей вероятности. Собственно лавовые потоки в случае эффузивных извержений дальше подножия вулкана вряд ли продвинутся.

В заключении следует констатировать, что восстановление истории геологического развития вулкана Эльбрус на последней фазе его извержений, основанное на K-Ar датировках абсолютного возраста излившихся лав, без применения геолого-геоморфологического метода изучения истории геологического развития вулкана приводит к удревнению возраста вулканических извержений, в связи с чем требуется особая осторожность при палеогеологических реконструкциях деятельности молодых вулканов использование только результатов радиоизотопного определения возраста образцов вулканических пород без их критичного сопоставления с результатами геолого-геоморфологических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатиков О.А., Мелекесцев И.В., Гурбанов А.Г. Сулержицкий Л.Д., Катов Д.М., Пурига А.И. Эльбрусская кальдера (Северный Кавказ) // ДАН. 1998. Т. 363. № 4. С. 315–317.

Бубнов С.Н. Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа // Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук: 25.00.04. Москва, 2003. 27 с.

Газеев В.М. Петрология и потенциальная рудоносность Эльбрусского вулканического центра (Северный Кавказ): диссертация ... кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.04. Москва, 2003. 177 с.

Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // В кн. «Оледенение Эльбруса». М.: МГУ. 1968. С. 11–72.

Короновский Н.В. Кайнозойский вулканизм Средиземноморского пояса Евразии: диссертация ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.01. Москва, 1979. 504 с.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Позднекайнозойский магматизм Большого Кавказа // В кн. «Большой Кавказ в альпийскую эпоху». М.: ГЕОС, 2007. С. 251–283.

Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Новые данные о геологическом строении и истории формирования вулкана Эльбрус // Информационный сборник о работах по международному геофизическому году за 1957–1958 гг.. 1958. №. 2. С. 23–78.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др. Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты K-Ar и Sr-Nd изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 278 с.

Молявко В.Г., Остафийчук И.М., Короновский Н.В. Эволюция, химизм и генезис эффузивов Эльбруса // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1980. № 6. С. 31–46.

Природные процессы на территории Кабардино-Балкарии / Ред. Н.П. Лаверов. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 438 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 440 с.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.

Milanovsky E.E. Origin and development of ideas on Pliocene and Quaternary glaciations in northern and eastern Europe, Iceland, Caucasus and Siberia. In History of Geomorphology and Quaternary Geology. Geological Society, London, 2008. Special Publication, 301. P. 87–115.

Seguinot J., Ivy-Ochs S., Jouvet G., Huss M., Funk M., Preusser M. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps // The Cryosphere. 2018. Vol. 12. Issue 10. P. 3265–3285.

Van Husen D. Geological processes during the Quaternary // Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft. 2000. Vol. 92. P. 135–156.

Van Husen D., Reitner J. An outline of the quaternary stratigraphy of Austria // Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal. 2011. Vol. 60. P. 366–387.

УДК 551.248.2

ВЕЛИКОЕ КИТАЙСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1920 ГОДА

Брянцева Г.В., Гущин А.И.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

100 лет назад, зимой 1920 года в Центральном Китае, в провинции Ганьсу, недалеко от г. Ланьчжоу в среднем течении реки Хуанхэ произошло землетрясение, которое в Китае назвали «Великим» (рис. 1). Бедствие охватило огромную территорию, кроме Ганьсу включающую такие северные провинции Китая как Шэньси, Шаньси, Хубей, Сычуань и другие.

Рис. 1. Провинции Центрального и Восточного Китая. *На севере - территория Монгольской Народной республики*

Многие исследователи относят землетрясение 1920 г. к разряду сильнейших из всех когда-либо зарегистрированных в Китае, и оно по праву считается самым масштабным по площади. Это была грандиозная катастрофа, которая не только привела к огромному количеству жертв, но и изменила рельеф обширной территории. Однако, для Мирового сообщества по ряду причин катастрофа осталась практически не замеченной.

Провинция Ганьсу располагается на севере Китая, и протягивается полосой с северо-запада на юго-восток между Тибетским нагорьем, хребтами Внутренней Монголии и Лёссовым плато. На западе располагаются северо-восточные отроги Куньлуня – хребты Наньшань, а чуть севернее – хребты Бэйшань, относящиеся к горной системе Тянь-Шаня.

Южнее располагаются отроги Тибетского нагорья, представленные хребтами Миньшань, Циньлин и другими. На востоке находятся пустыни Алашань, Тэнгэр и знаменитое Лёссовое плато (рис. 2), которое занимает громадную территорию, простирающуюся от Внутренней Монголии на севере до южного склона хребта Циньлин на юге и от морского побережья на востоке до подножия Куньлуня на западе. Для данного района характерен сложный, глубоко расчлененный рельеф со средними высотами около 1000 м [Ли Сы-гуан, 1952]. Мощная лёссовая толща раннеплиоценового возраста, широко здесь распространенная, имеет неоднородное строение. Ее разрез наиболее полно представлен в среднем течении р. Хуанхэ.

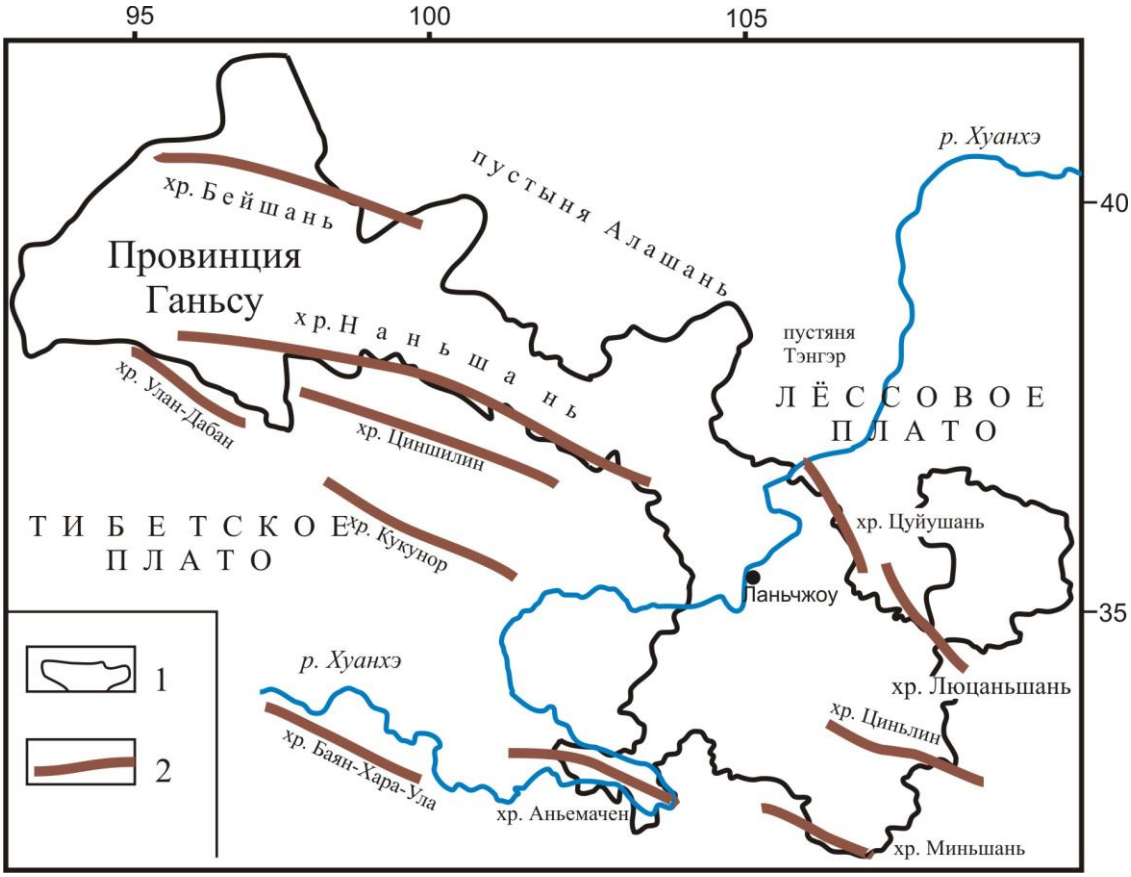


Рис. 2. Орографическая схема провинции Ганьсу (Китай): *1 – граница провинции, 2 – основные хребты*

В нижней части разреза залегают розовые и красные некарбонатные глины мощностью 50-60 м (свита Баодэ). Эти отложения перекрываются неслоистыми суглинками красно-коричневого цвета также раннеплейстоценового возраста, содержащими несколько горизонтов погребенных почв (свита Санмынь). Мощность свиты не более нескольких десятков метров. Для глин и суглинков не характерна просадочность, и они не образуют вертикальных обрывов. Выше свиты Санмынь залегают типичные желтые (маланьские) лёссы, относящиеся к свите Хуанту средне - позднечетвертичного возраста. Это однородные,

неслоистые, пористые (пористость более 42%), часто имеющие макропоры маловлажные породы, состоящие из пылеватых частиц кварца и полевого шпата (содержание фракции 0,05 – 0,05 мм более 50%). Иногда в лессах содержатся карбонатные конкреции, часто наблюдаются прослои погребенных почв. Для площадей распространения лёссов характерно значительное расчленение рельефа (рис. 3), стенки эрозионных форм глубиной до 200 м, могут образовывать вертикальные обрывы [Кесь, 1959].

Рис. 3. Глубокорасчлененный рельеф в лёссовых породах. Китай [http://res.cloudinary.com/lush/image/upload/v1422527032/articles/hero/2015/01/Milly.jpg]

Существует несколько гипотез образования лёссовых отложений и довольно многочисленные исследования этих пород до сих пор не дают однозначного ответа на данный вопрос, поскольку ни одна из этих гипотез не объясняет всех особенностей строения лёссов. Ф. Рихтгофен, которого считают первым исследователем китайских лёссов, предполагал, что они образуются водно-эоловым путем и являются продуктом выветривания горных пород бессточных областей с сухим климатом [Обручев, 1959]. При этом тонкий пылеватый материал сносится со склонов гор ветром и водой и откладывается тут же на месте в межгорных впадинах. Но наибольшей популярностью долгое время, да и сейчас она имеет много сторонников, пользовалась эоловая гипотеза В. А. Обручева

[Обручев, 1959]. Он считал, что первоначально пылеватые частицы переносились ветром на значительные расстояния и откладывались на краю пустынь, а затем благодаря почвообразовательным процессам постепенно превращались в горную породу – лёсс. Этот процесс наиболее интенсивно происходил в середине ледниковых эпох, когда климат становился более засушливым. На образование китайских лёссов существуют и другие точки зрения. И. П. Герасимов [Павлинов, 1959] считал, что они могли образоваться из осадков различного генезиса, главным образом водного, которые накапливались в межгорных впадинах и долинах рек, а типичные лёссовые свойства эти породы приобрели впоследствии под влиянием процессов выветривания и почвообразования.

Как бы не образовались эти породы, но в излучине р. Хуанхэ в провинции Ганьсу лёссы распространены на огромной площади почти в 430 тыс км^2, а мощность их местами достигает 150-250 м. Лёссовые почвы легко подвергаются эрозии, коэффициент их горизонтального расчленения достигает 5 км/км^2. Из-за высокого плодородия этих почв, данный район интенсивно используется в сельском хозяйстве и поэтому плотно заселен. При отсутствии деревьев и камня, многие жители провинции Ганьсу живут в пещерах, вырытых в склонах лёссовых холмов (рис. 4). Эти пещеры, расположенные одна над другой на склонах долин, напоминают соты и образуют целые деревни и даже города.

Рис. 4. Пещерный поселок в Лёссовом плато. Китай
[https://www.homergize.com/assets/images/ckupload/Image_34.jpg]

Из-за высокого плодородия этих почв, данный район интенсивно используется в сельском хозяйстве и поэтому плотно заселен. При отсутствии деревьев и камня, многие жители провинции Ганьсу живут в пещерах, вырытых в склонах лёссовых холмов (рис.4).

Эти пещеры, расположенные одна над другой на склонах долин, напоминают соты и образуют целые деревни и даже города.

И в тектоническом отношении территория Западного и Центрального Китая представляет собой очень сложно построенный район. В результате континентальной коллизии Индостанского блока с Евразией, начавшейся в палеогене и продолжающейся до настоящего времени, здесь сформированы крупные горные цепи, такие как Гималаи, Куньлунь, Памир, высокогорного плато Тибет и другие (рис. 5). Современная скорость перемещения Индостанской плиты к северо-востоку оценивается по некоторым данным до 50 мм/год. С этим связана высокая сейсмическая активность региона (рис. 6).

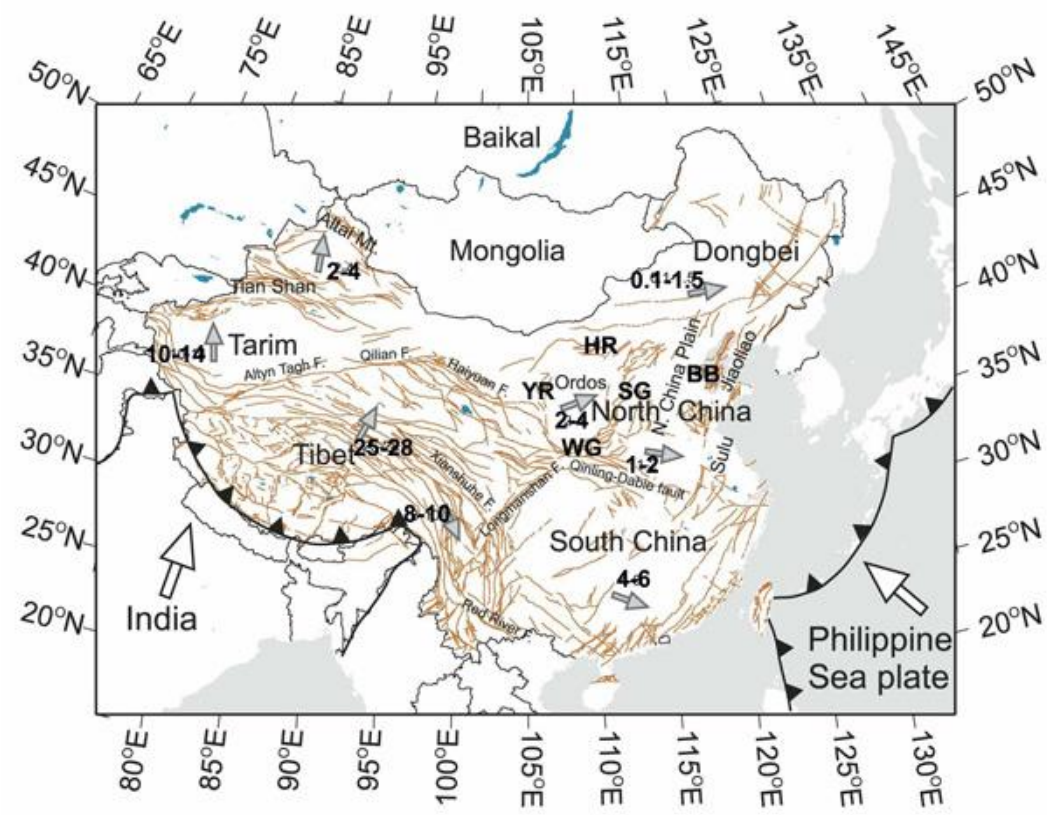


Рис. 5. Схема основных геологических структур континентального Китая с указанием скорости их относительного движения (мм / год) по отношению к стабильной Сибирской платформе.

Тонкими линиями обозначены активные разломы. WG-Weihe грабен; SG-Shanxi грабен; YR-Yinchuan рифт; HR-Hetao рифт; BB-Bohai бассейн.

[http://www.virtualuppermantle.info/images1/China/600px_China-Geology_2007_Active_tectonics_and_intracontinental_earthquakes_in_ChinaLiu07-GSASPE425-19e-3.jpg]

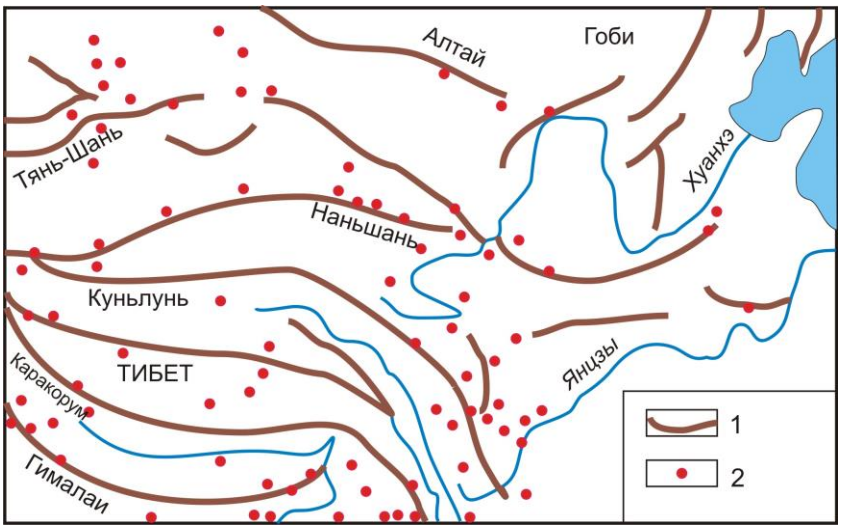


Рис.6. Эпицентры наиболее сильных землетрясений Центральной Азии [Тазиев, 1968]

Очаги частых землетрясений обычно располагаются на небольшой глубине, что приводит к значительным разрушениям на поверхности. Кроме того, масштабы разрушений, и большое количество жертв, вызванные землетрясениями, особенно при магнитуде более 7, во многом зависят и от динамики грунтов, а именно лёссов, поскольку эти породы особенно восприимчивы к подземным сейсмическим ударам. Только с 1900 по 1974 год в этих районах было зафиксировано несколько землетрясений с магнитудой более 7 (рис. 7): 1923 (M=7,25), 1933 (M=7,5), 1974 (M=7,6) годов и другие.

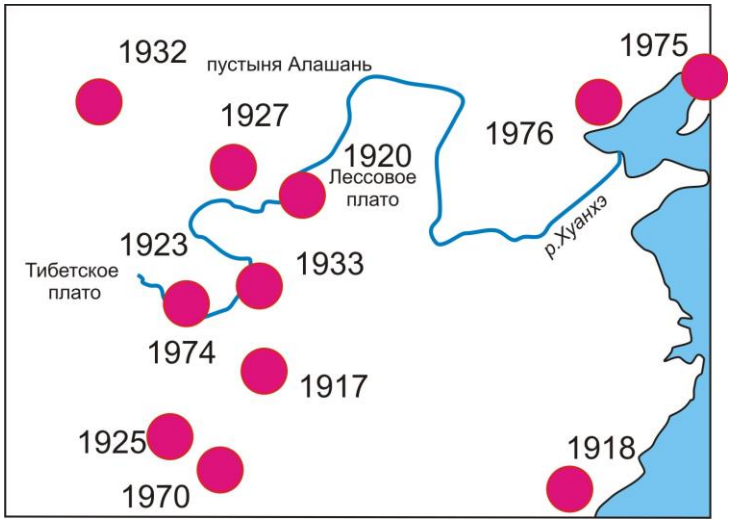


Рис. 7. Землетрясения с магнитудой более 7, произошедшие в Китае с 1900 по 1976 годы [http://virtualuppermantle.info/images1/China/Earthquakes/600px_Chine-Earthquakes_Map-significant-destructive-events-China-since-1900.jpg, упрощенно]

Исторические данные свидетельствует о том, что, вероятно, самое катастрофическое из зафиксированных землетрясений здесь (территория современного округа Шэньси),

магнитудой около M=8 , произошло 23 января 1556 г., в долине р. Вэйхэ, правого притока р. Хуанхэ. В результате землетрясения тогда погибло по некоторым оценкам до 830 тыс. человек, а разрушениями было охвачено 212 провинций Китая. А последнее сильное (M=7,9) землетрясение произошло 12 мая 2008 года в провинции Сычуань. Оно известно также как Вэньчуаньское, в результате погибло 70 тыс. человек. Очаг землетрясения находился на глубине 19 км, а толчки ощущались на территории всего Китая.

Землетрясение в провинции Ганьсу 1920 года катастрофическое по своим последствиям получило в Китае название «Великого». Сейсмические толчки здесь начались 16 декабря поздно вечером, когда жители находились в своих домах-пещерах. Гипоцентр располагался близко к поверхности на глубине 17 км. Первый сильный продолжительный сейсмический удар произошел в 19 часов 30 минут, а затем последовало много повторных также значительной силы толчков, интервал между которыми постепенно увеличивался [Тазиев, 1968]. Подземные толчки продолжались и в последующие дни, а афтершоки ощущались в этом районе еще в течение 3 лет. Интенсивность землетрясения в эпицентре по внешним признакам согласно шкале Меркалли составила XI-XII баллов (при максимально возможной интенсивности XII). Магнитуда землетрясения была первоначально определена как 7,8. В настоящее время китайские геологи объявляют о магнитуде этого землетрясения 8,5 (рис. 8). Землетрясение ощущалось на площади около 4 миллиона квадратных км [Руссо, 1966].

Рис. 8. Китайское землетрясение 1920 г. *Красный пунктир - изосейсты, интенсивность показана римскими цифрами между изосейстами (по [Руссо, 1966]; упрощенно)*

Еще за месяц до землетрясения в обсерватории монастыря, который основали монахи-иезуиты в пригороде Шанхая, начали регистрироваться подземные толчки, но, никто не мог предполагать, какой силы, где и когда произойдет основной удар.

Геологическое строение территории, именно лёсс оказался главным виновником гибели людей в результате этой трагедии. В сухом состоянии лёссы обладают высокой прочностью и способны держаться в вертикальных откосах. Но лёссовые породы обладают очень низким коэффициентом сцепления между частицами, а потому легко поддаются эрозии, денудации и образуют оползни. При увлажнении лёссы очень быстро размокают, теряют прочность и уплотняются под собственным весом. Это их свойство носит название просадочности. 16 декабря 1920 г. в день, когда произошло землетрясение, насыщенные влагой породы уже потеряли прочность, поскольку перед этим шли продолжительные дожди, переувлажнившие лёссовую толщу. Удар упругой сейсмической волны, вызванной землетрясением, привел к тому, что слабые контакты между минеральными частицами, слагающими лёссы, были потеряны. Частицы породы оказались взвешенными во вмещающей их воде. Произошло сейсмическое разжижение лёссов, которое привело к нарушению равновесия огромных объемов пород на склонах. Склоны стали неустойчивыми, образовав больше сотни, а по некоторым данным более 600 грандиозных оползней. Лёссовые породы, двигались целыми холмами, перемещаясь, формировали новый рельеф, образовали множество новых холмов высотой 20-30 м и зияющих расщелин. Общая длина образовавшихся трещин оценивается в 200 км. Один из оползней-потоков переместил дорогу более, чем на 800 м. Под оползнями были погребены и стерты с лица земли целые селения. Лёссовые породы, масса которых достигала несколько миллионов кубических метров, сместились на расстояние более 1500 метров. Толчки были такой силы, что в 600 км от эпицентра, в районе Внутренней Монголии на поверхности земли также образовались трещины [Тазиев, 1968]. Пещерные города были разрушены или провалились в трещины. В результате грандиозной катастрофы погибло множество людей (рис.9).

Рис. 9. Провинция Ганьсу. 1920 год
[https://i.mycdn.me/i?r=AyH4iRPQ2q0otWIFepML2LxREAl25E7CMaV60hNZYC_f8g]

В Китае в это время была сложная политическая ситуация, происходило объединение страны, решались проблемы крестьянства, модернизация промышленности и о трагедии 16 декабря 1920 г. в мире узнали не сразу. Первые сведения появились из единственной в Китае обсерватории, расположенной в монастыре близ Шанхая, имеющей сейсмографы. Первый отчет о землетрясении в Китае был напечатан в американском журнале лишь весной 1922 года. Поэтому о «Великом землетрясении» в Китае 1920 года известно немного, очень мало сведений о материальных убытках, противоречивы и данные о числе жертв этой катастрофы. Первоначально говорили о 100 тыс. погибших непосредственно во время землетрясения. Но многие погибли позже от голода, холода и болезней снежной и суровой зимой из-за того, что их жилища-пещеры были уничтожены. Впоследствии Геологическая служба США озвучила цифру в 200 тыс. человек погибших. Сейчас согласно Каталогу Международного института сейсмологии общее число погибших оценивается в 235502 человека. Материальный же ущерб по некоторым данным составил 20 млн. долларов США (в ценах 1920 года).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Кесь А.*С. К вопросу о происхождении лёссовой толщи Северного Китая // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XIV. М.: изд-во АН СССР. 1959. С. 81-99

Ли Сы-гуан Геология Китая. М.: изд-во Иностранной литературы. 1952. 519 с.

*Обручев В.*А. Лёсс Северного Китая //Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XIV. М.: изд-во АН СССР. 1959. С. 18-53

*Павлинов В.*Н. Некоторые данные о генезисе китайских лёссов//Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XIV. М.: изд-во АН СССР. 1959. С. 54-79

Руссо П. Землетрясения. М.: изд-во «Прогресс». 1966. 248 с.

Тазиев Г. Когда земля дрожит. М.: изд-во «Мир». 1968. 251 с.

УДК 551.248.2

ГРЯЗЕВЫЕ ВУЛКАНЫ В СТРУКТУРЕ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Тверитинова Т.Ю.[1], Белобородов Д.Е.[2], Лиходеев Д.В.[2]

[1]Геологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

[2]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

АННОТАЦИЯ

Грязевулканические процессы Керченского полуострова связаны с наличием в осадочных кайнозойских комплексах закономерно расположенных зон концентраций складчато-разрывных деформаций сжатия и сдвига. Грязевулканические центры тяготеют к узлам пересечения этих различно ориентированных зон сжатия с секущими дизъюнктивными системами сдвиго-раздвигового типа. Здесь проявляется обстановка локального растяжения, возникают газово-флюидные потоки, приводящие к формированию грязевулканических каналов. Литологическая неоднородность и стратификация кайнозойских толщ определяют сложное развитие грязевулканических каналов с неравномерно восходящим грязевулканическим потоком и формированием вблизи поверхности структур центрального типа – грязевулканических построек купольно-вдавленной морфологии.

ВВЕДЕНИЕ

Керченский полуостров занимает западную часть Керченско-Таманской межпериклинальной зоны между складчатыми сооружениями Горного Крыма и Большого Кавказа. Зона уникальна структурами грязевых вулканов – активных флюидодинамических систем, отражающих общую позднекайнозойскую геодинамическую активность региона и определяющих особенности его современного рельефа.

Изучением грязевых вулканов Керченского полуострова занимались многие известные геологи: Г.В. Абих, Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, В.Н. Бекетов, В.В. Белоусов, А.А. Борисяк, В.И. Вернадский, Г. Гельмерсен, Н.А. Головкинский, И.М. Губкин, В.А. Обручев, П.С. Паллас, С.П. Попов, А.Е. Ферсман, Е.Ф. Шнюков и мн. другие. Особо следует отметить монографические публикации о грязевых вулканах Керченско-Таманской зоны [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.], статьи последних лет о корневых системах грязевых вулканов [Рогожин и др., 2014; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; 2015 б; Тверитинова, 2014; Тверитинова и др., 2014; 2015 и др.], а также некоторые работы авторов об особенностях проявления грязевулканических процессов [Белобородов, Тверитинова, 2017; 2018 а; 2018 б; Тверитинова, Белобородов, 2018] .

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

На Керченском п-ове геоморфологически и структурно выделяется несколько зон (рис. 1). Юго-Западная равнина – область выхода на поверхность майкопских отложений на периклинальном замыкании ядра Крымского мегантиклинория – очерчивается карбонатными миоценовыми породами Парпачского и Параболического гребней. Во Внепарпачской области развиты литологически разнообразные позднемиоцен-четвертичные отложения. Северная часть п-ова относится к южному борту Индоло-Кубанского краевого прогиба, юго-восточная принадлежит поперечному Керченско-Таманскому прогибу, разделяющему мегантиклинории Горного Крыма и Большого Кавказа.

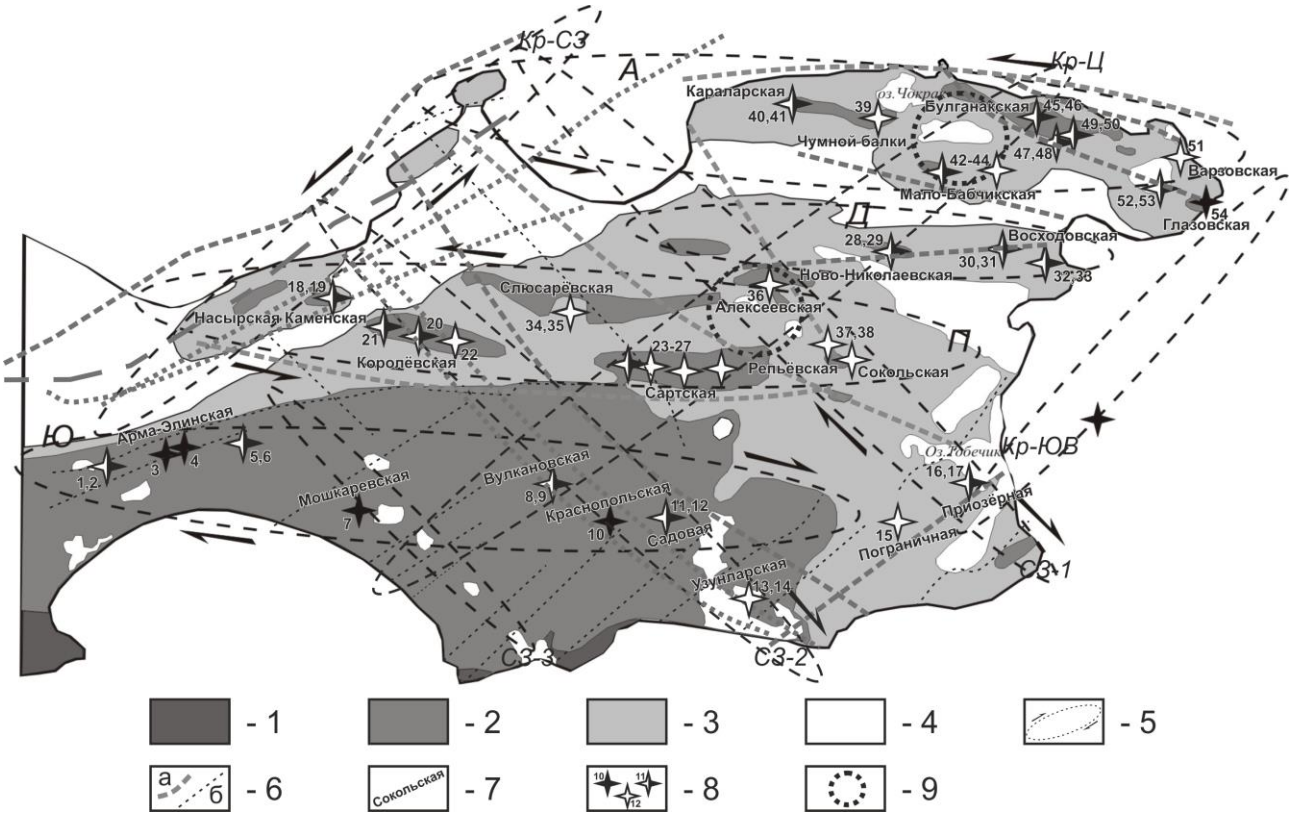


Рис. 1. Основные структурно-тектонические элементы Керченской части Керченско-Таманской грязевулканической области (на основе схематической геологической карты).

Условные обозначения: 1 – домайкопские толщи; 2 – майкопская серия (поздний олигоцен–нижний миоцен); 3 – надмайкопские дочетвертичные образования (верхний миоцен-плиоцен); 4 – квартер; 5 – зоны концентрации складчатых деформаций со сдвиговой составляющей; буквами обозначены: широтные: с левосдвиговой составляющей: А – Приазовская, Д – Джаржавская, с правосдвиговой составляющей: П – Припарпачская, Ю – Юго-Западной равнины; северо-восточного («горно-крымского») простирания (с левосдвиговой составляющей): Кр-СЗ – Северо-Западная, Кр-Ц – Центральная, Кр-ЮВ – Юго-Восточная; северо-западного простирания (с правосдвиговой составляющей): СЗ-1 – Центральная (Казантипско-Тобечикская, СЗ-2 – Королевско-Узунларская, СЗ-3 – «Озерная» Юго-Западной равнины; 6 – разломы с карты [Плахотный и др., 1989]: а –

наиболее крупные (выделены нами), б – прочие; 7 – основные диапировые антиклинали; 10 – грязевулканические постройки и их номера в таблице: а – грязевые вулканы, б – вдавленные синклинали, в – грязевые вулканы с вдавленными синклиналями; 9 – предполагаемые крупные грязевулканические очаги на пересечении широтных и диагональных зон концентрации деформаций.

Структура полуострова и прилегающих площадей акваторий характеризуется развитием узких диапировых антиклиналей и более широких синклинальных складок. В северной части территории складки имеют преимущественно широтное, в южной – северо-восточное простирание. Морфологическая выраженность складок Юго-Западной равнины значительно хуже, чем остальной части п-ова из-за отсутствия в приповерхностной зоне компетентных пород, способных создавать устойчивые формы рельефа.

В складчатых деформациях участвует весь разрез кайнозойских и подстилающих их мезозойских отложений [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. Как структурный элемент межпериклинальной зоны между Горно-Крымским и Больше-Кавказским орогенами складки формировались в условиях горизонтального сжатия. Наличие мощных глинистых майкопских толщ определило широкое развитие процессов диапиризма, вследствие этого подавляющее большинство антиклинальных складок являются «активными» развивающимися относительно узкими линейными диапирами, разделяющими широкие просто построенные и относительно «пассивные» синклинали. Диапировые антиклинали отражают конседиментационное развитие и характеризуются сокращенными разрезами надмайкопских отложений. В ядрах диапиров на поверхность выходят глинистые толщи майкопа, крылья сложены породами среднего и верхнего миоцена, синклинали выполнены плиоцен-четвертичными отложениями. Разный литологический состав надмайкопских отложений способствует отчетливой выраженности складчатых структур во Внепарпачской области – антиклинали и их крылья характеризуются контрастным рельефом с выделением в виде холмов и гребней карбонатных пород миоценового возраста. Широкие «пассивные» синклинали выделяются относительно пониженным сглаженным рельефом.

Наряду со складчатой деформацией существенная роль в структуре Керченского п-ова принадлежит разрывным нарушениям. Вследствие слабой обнаженности их картирование затруднено, присутствие большинства разрывов определяется по косвенным признакам. Наиболее полно наличие в структуре Керченского п-ова многочисленных разломов отражено в работе [Плахотный и др., 1989]. Авторами показано, что разрывы нарушают весь разрез от меловых до четвертичных отложений. Среди них есть разрывы погребенные и сквозные, новообразованные и длительно живущие, неотектонически активизированные древние

разломы. Встречаются как одиночные разрывы, так и сближенные их системы на границах блоков в нижних структурных этажах. Большинство разрывов на уровне поверхности домайкопских отложений характеризуются смещениями до 1000 м и более; вверх по разрезу амплитуды смещений, как правило (но не всегда) уменьшаются. Дизъюнктивные нарушения, в том числе зоны трещиноватости, хорошо прослеживаются в виде линеаментов.

На Керченском полуострове насчитывается более 30 грязевых вулканов и связанных с ними грязевулканических построек различного морфологического типа. Подробное описание грязевулканических объектов Керченского п-ова содержится в атласах грязевых вулканов Керченско-Таманской зоны [Шнюков и др., 1986; 1992; 2005 и др.]. Мы приводим краткие сведения об изученных нами грязевулканических объектах (таблица).

№ п/п	грязевые вулканы/ вдавленные синклинали (в.с.)	структура, положение	морфологические характеристики	современная динамика (тип грязевых вулканов по Шнюкову, 1986)
1	2	3	4	5
Южная грязевулканическая зона (Юго-западная равнина)				
Владиславовский грязевулканический очаг				
1-2	холм Туш-Оба/ Ачинская в.с.	Арма-Элинская (Владиславовская) антиклиналь	сложная система плосковершинных сопок, слабодействующих грифонных конусов, сальз и кратеров диаметром до нескольких метров по протяженности оси складки	не действует
3	Харцыз-Шибан Западный			слабое газирование, булганакский тип
4	Харцыз-Шибан Восточный			слабое газирование, булганакский тип
5-6	Арма-Элинская структура/Арма-Элинская в.с.			слабое газирование, булганакский тип
Джау-Тепинский грязевулканический очаг				
7	Керлеутский	Мошкаревская антиклиналь, сводовая часть	несколько изометричных в плане сухих засолоненных озерных котловин 100-200 м в диаметре	не действует, в 1963 г. большой самоизлив метановой соленой термальной (>50°С) воды
8-9	Джау-Тепе/Джау-тепинская в.с.	Вулкановская антиклиналь, сводовая часть	крупная конусная постройка (абсолютная высота возвышенности 119,6 м)	не действует, последнее извержение в 1982г., локбатанский тип
Керлеутский грязевулканический очаг				
Борух-Обинский грязевулканический очаг				
10	Борух-Оба	Краснопольская антиклиналь, сводовая часть	озерная котловина около 50 м в диаметре и солончак с редкими плохо проявленными слабогазирующими грифонами и сальзами	слабое газирование, булганакский тип
Ак-Тубинский грязевулканический очаг				
11-12	Ак-Тубе/ Ак-Тубе	Садовая антиклиналь, сводовая часть	горько-соленый источник	не действует
Узунларский грязевулканический очаг				
13	Кончекская в.с.	Узунларская антиклиналь, сводовая часть	вдавленности, выраженные в рельефе	–
14	Узунларская в.с.			–
Чонгелекский грязевулканический очаг				
15	Чорелекская в.с.	Пограничная	–	–

		антиклиналь		
16-17	Чонгелекский/ Чонгелекская в.с.	Приозёрная антиклиналь	многочисленные грифоны, небольшие активно газирующие лужицы	газирование, булганакский тип
Центральная (Северо-Парпачская) грязевулканическая зона				
Насырский грязевулканический очаг				
18-19	Насырский/ Каменская	Насырская/ Каменская антиклиналь	овальный холм (250×175 м) высотой 10-14 м, внутри замкнутой котловины	слабое газирование, булганакский тип
Королёвский грязевулканический очаг				
20-22	Королёвский/ Ильичевская и Кенегезская в.с.	Королёвская антиклиналь	небольшая (до 15 м) сальза	слабое газирование, булганакский тип
Новосёловский грязевулканический очаг				
23-27	Новосёловский/ Новосёловская, Западно- и Восточно-Кара-Сиджеутские в.с.	Сартская (Фонтановская) антиклиналь, восточная часть свода	два крупных сопочных поля – ок.100 м и 30 м в диаметре	последнее извержение в декабре 2015 года, булганакский тип
Андреевский грязевулканический очаг				
8-29	Андреевский (Чанлугарский)/ Андреевская в.с.	Ново-Николаевская (Чанлугарская) антиклиналь, западная часть свода	сопочное поле, плоский конусообразный грязевулканический холм с диаметром основания 200 и высотой до 15 м	не действует
Джарджавский (Восходовский) грязевулканический очаг				
0-31	Джарджава (Восходовский)/ Восходовская в.с.	Восходовская антиклиналь	три небольшие грязевые сопки – Высокая, Кизячная, Мельничная	слабое газирование, шугинский тип
2-33	Солдатско-Слободской/ Солдатско-Слободская в.с.		мелкие грифоны и газирующие лужи	слабое газирование, булганакский тип
Слюсарёвский грязевулканический очаг				
4-35	Кашикская в.с., Бурулькайский котёл (в.с.)	Слюсарёвская антиклиналь	–	–
Горностаевский грязевулканический очаг				
6	Горностаевская в.с.	Алексеевская антиклиналь	–	–
Репьёвский грязевулканический очаг				
7	Репьёвская в.с.	Репьёвская антиклиналь	–	–
8	Сокольская в.с.	Сокольская антиклиналь	–	–
Северная (Приазовская) грязевулканическая зона				
Сююрташский грязевулканический очаг				
9	Чумной балки в.с.	антиклиналь Чумной балки	–	–
0-41	Сююрташский/ Караларская в.с.	Караларская антиклиналь	небольшие (до 3 м в диаметре) грифоны и лужицы; источники минерализованной воды (сероводородные)	газирование, булганакский тип
Булганакский грязевулканический очаг				
2-44	Бурашский/ Бурашская и Мало-Бабчикская в.с.	Мало-Бабчикская антиклиналь	сопочное поле	не действует

5-46	Больше-Тарханский/ Больше-Тарханская в.с.	Булганакская антиклиналь	сопочное поле	не действует
7-48	Мало-Тарханский/ Мало-Тарханская в.с.		сопочное поле, грифоны	газирование, булг. тип
9-50	Булганакский/ Булганакская в.с.		сопочное поле, многочисленные грифоны, сальзы, лужи	газирование, булганакский тип
Еникальский грязевулканический очаг				
1	Варзовская в.с.	Варзовская антиклиналь	–	–
2-53	Баксинский/ Баксинская в.с.	Глазовская антиклиналь	сопочное поле	не действует
4	Еникальский		сопочное поле, грифоны, сальзы, лужи небольших размеров (диаметры до 1,5 м)	газирование, булганакский тип

Таблица 1. Грязевулканические структуры Керченского полуострова

На территории Керченского п-ова представлены крупные конические постройки грязевых вулканов (Джау-Тепе, Джарджава), мелкие грязевулканические сопки и плоские грязевулканические поля с многочисленными мелкими грифонами, разбросанные на значительной площади со сложным неоднородным рельефом, изобилующим озерными котловинами (Булганакская группа и др.). Характерными являются структуры вдавленных синклиналей – палеогрязевулканические структуры проседания и обрушения. Разнообразная морфология грязевулканических построек обусловлена многостадийностью грязевулканического процесса, развивающегося на фоне роста диапировых антиклиналей, концентрирующихся в антиклинальные зоны – зоны концентрации деформаций сжатия.

ЗОНЫ КОНЦЕНТРАЦИИ ДЕФОРМАЦИЙ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

В распределении складчатых структур, разрывов, а также грязевулканических построек наблюдаются определенные закономерности. Антиклинальные складки концентрируются в складчатые антиклинальные зоны. В этих же зонах наблюдается концентрация разрывных структур и к ним же приурочено большинство грязевулканических проявлений. Антиклинали как структурные элементы межпериклинальной зоны являются структурами латерального сжатия. Антиклинальные зоны трассируются в складчато-разрывные структуры продолжающих межпериклинальную зону орогенов Горного Крыма и Большого Кавказа [Расцветаев, 1973; 1977; 1982; 1987; Расцветаев и др., 2010]. Наличие в пределах антиклинальных зон грязевулканических построек указывает на локальное проявление в пределах зон сжатия обстановок латерального растяжения. Эти участки представляют собой узлы пересечения антиклинальных зон с поперечными флексурно-разрывными структурами или местами усложнения самих этих зон (периклиналь складки, межпериклинальный участок, свод складки и т.д.).

Расположение простых антиклиналей в антиклинальной зоне чаще всего кулисное, что отражает наличие в зоне сдвиговых перемещений. Зоны концентрации сдвиговых деформаций обычно выражены горизонтальными перемещениями структурных форм и элементов рельефа. Складчатая структура зон сдвиговых деформаций характеризуется широким развитием горизонтальных флексур, складок волочения, сигмоидальных изгибов осей и фестончатых полускладок с крутонаклоненными шарнирами. Но малоамплитудная сдвиговая деформация может быть рассредоточена в полосе значительной ширины и не сопровождаться заметно выраженными структурами, но проявляется в кулисном расположении складок вдоль линейных зон диагонального к складками простирания [Расцветаев, 1973, по Ажгирей, 1966; Лукьянов, 1965]. Именно такая обстановка и характерна для структуры Керченского п-ова.

Интерпретация геологического строения Керченского п-ова с учетом представлений о зонах концентрации деформаций, выраженной закономерной организацией складчатых и разрывных структур, позволяет провести зональное тектоническое районирование территории, главным элементом которого являются зоны концентрации деформаций различного кинематического типа. Зоны концентрации деформаций [Ажгирей, 1966; Расцветаев, 1973] представляют собой закономерно построенные структурные системы, формирование которых определяется комплексом факторов деформации неоднородной геологической среды. В данном случае речь идет о новейшем структурном плане, то есть о позднекайнозойских деформациях. Строгая упорядоченность антиклинальных гряд свидетельствует об общих условиях их формирования в системе различно ориентированных зон концентрации деформаций [Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; Расцветаев и др., 1999; 2010].

Широтные зоны концентрации деформаций сжатия. Наиболее четко на Керченском п-ове выделяются широтно ориентированные антиклинальные зоны сжатия (Северная (Приазовская), Центральная (Припарпачская) и Южная (Юго-Западной равнины)), каждая из которых представляет систему кулисно подстраивающих друг друга диапировых антиклиналей субширотной и реже северо-восточной ориентировки. Наименее морфологически выразительной среди них является Южная зона в пределах Юго-Западной равнины. На ее существование как единой структуры указывают косвенные признаки, в частности концентрация вдоль нее грязевулканических построек. Антиклинальные зоны сжатия с проявлением грязевулканических процессов разделены широкими пассивно развивающимися в плиоцен-четвертичное время синклинальными структурами.

Между Северной и Центральной расположена Аршинцевско-Керченская синклинальная зона, осложненная узкой Джарджавской антиклинальной зоной. Центральная и Южная антиклинальные зоны разделены структурным понижением вдоль Парпачского гребня.

В Северную (Приазовскую) зону входят Караларская, Булганакская, Бурашская, Бабчикская, Глазовско-Маякская, Борзовская и некоторые другие антиклинали, осложненные структурами вдавленных синклиналей и грязевых вулканов. К этой же зоне можно отнести Белокаменскую и Мысовую антиклинали Северо-Западного побережья. С севера зона ограничена Приазовским разломом [Шнюков, 2005; Плахотный и др., 1989], являющимся, по-видимому, взбросом с северным направлением смещения висячего крыла. Вдоль южных крыльев отдельных антиклиналей зоны также выражены крутопадающие разрывы. Расположение в зоне отдельных антиклиналей указывает на левосдвиговую составляющую при формировании общей структуры зоны. Ширина зоны в некоторых местах увеличивается за счет «кольцевых» цепочек диапировых антиклиналей, отражающих наличие в зоне сложных структур центрального типа. Наиболее выразительной структурой такого типа является Чокракско-Булганакская кольцевая структура в средней части зоны.

Относительно узкая Джарджавская антиклинальная зона, разделяющая Аршинцевскую и Керченскую синклинали, включает Андреевскую, Восходовскую и Солдатскую диапировые антиклинали, в расположении которых выявляется слабая правая кулисность, что указывает на участие левосдвиговых смещений при ее формировании.

В Центральной (Северо-Парпачской) антиклинальной зоне прослеживается две ветви антиклиналей: северная объединяет Слюсаревскую и Алексеевскую, южная – Каменскую, Насырскую, Королёвскую, Сартскую и др. антиклинали. В восточной части зоны происходит изменение широтной ориентировки складок на северо-восточную (Пограничная и Приозерная антиклинали). Центральная зона с юга ограничена Парпачским разломом [Шнюков, 2005; Плахотный и др., 1989], геоморфологически выраженным Парпачским гребнем, сложенным моноклинально залегающими среднемиоценовыми и сарматскими отложениями. Парпачский разлом по нашему мнению является структурой взбросового типа с перемещением северного крыла в южном направлении. Ширина Центральной зоны в средней части значительно увеличивается. Здесь ветви максимально расходятся, образуя крупную «кольцевую» цепочку диапировых антиклиналей, что заставляет предполагать наличие здесь сложной структуры центрального типа.

Южная антиклинальная зона включает ряд антиклиналей субширотного и северо-восточного простирания. Складки северо-восточного простирания, являющиеся

продолжением феодосийских структур Горного Крыма на их периклинальном замыкании, а также связанные с ними грязевые вулканы, выстраиваются в широтные ряды, что нам кажется важным для понимания общей организации новейших структур и процессов этой части полуострова. Здесь намечается три широтно ориентированные цепочки грязевых вулканов, сопоставляющиеся с Владиславовской, Вулкановской и Южно-Керченской антиклинальными зонами. Вся Южная зона субширотной в целом ориентировки является зоной сжатия. Вместе с тем, присутствие в ее пределах антиклиналей северо-восточного простирания отражает правосдвиговую составляющую при ее формировании [Белобородов, Тверитинова, 2018 б].

Выделенные широтные антиклинальные зоны характеризуются максимальным развитием грязевого вулканизма в своих центральных частях. Здесь же в Северной и Центральной зонах наблюдается их расширение и наличие структур центрального типа, выраженных кольцевым или полукольцевым расположением отдельных диапировых антиклиналей. В западной и восточной периклинальных частях антиклинальных зон количество грязевых вулканов, их размеры и интенсивность грязевулканических проявлений уменьшаются.

Помимо широтных зон концентрации складок также выделяются диагональные (северо-восточного и северо-западного простирания), а также поперечные широтным субмеридиональные зоны концентрации сдвиговых или более сложных типов (сдвиг со сжатием или сдвиг с растяжением) деформаций (см. рис. 1).

Зоны концентрации деформаций северо-восточного простирания. В системе северо-восточного простирания выделяются три главные зоны концентрации складчатой (системы антиклиналей) и разрывной деформации (см. рис. 1). Две из них занимают прибрежное положение – вдоль северо-западного (Кр-СЗ) и юго-восточного (Кр-ЮВ) ограничений п-ова, Центральную (Кр-Ц), наиболее широкую зону можно выделить вдоль водораздельной области Керченского п-ова. Зоны концентрации деформаций северо-восточной ориентировки отражают влияние Горно-Крымского структурного плана. Северо-западная Крымская зона подчеркнута разрывами, а также включает систему кулисно-расположенных складок преимущественно восток-северо-восточной ориентировки. Аналогичная ситуация выражена вдоль Юго-Восточной зоны. Обе зоны являются зонами сжатия. Правокулисная организация складок в зонах северо-восточного простирания соответствует дополнительной деформации левого сдвига.

Наиболее крупной и широкой является Центральная зона северо-восточного простирания, с которой связан главный Керченский водораздел. На большем своем

протяжении в центре и на северо-востоке полуострова зона выражена субширотно ориентированными диапировыми антиклиналями, сопровождающимися проявлением процессов грязевого вулканизма. Антиклинали образуют в пределах зоны правый кулисный ряд, что указывает на проявление левосдвиговой деформации.

Зоны концентрации деформаций северо-западного простирания. В системе северо-западного простирания выделяется несколько зон концентрации деформаций (СЗ-1, СЗ-2, СЗ-3), усложняющих внутреннюю структуру п-ова и являющихся элементами структур, поперечно секущих Горно-Крымское сооружение и его периклиналь (см. рис. 1). С этими зонами связано ступенчатое погружение всех стратиграфических комплексов полуострова к северо-востоку. Наиболее четко читающейся по кулисному расположению широтных антиклиналей является Казантипско-Тобечикская (СЗ-1) зона концентрации деформаций в центральной части Керченского п-ова. Кроме того, что по ней происходит общее максимальное погружение зеркала складчатости к северо-востоку, по кулисному расположению субширотных антиклиналей она имеет четкие признаки правосдвиговых смещений. Две расположенные в основном в пределах Юго-Западной равнины зоны северо-западной ориентировки (СЗ-2 и СЗ-3) выражены менее контрастно. Средняя зона выражена, в основном системой субпараллельных разрывных нарушений [Плахотный и др., 1989]. На присутствие самой юго-западной зоны косвенно указывает цепочечное расположение системы озер, многие из которых связаны с грязевулканической деятельностью. Зоны северо-западной ориентировки в пределах Юго-Западной равнины являются, вероятно, как и Казантипско-Тобечикская, зонами правосдвиговых деформаций.

Еще одна зона северо-западной ориентировки намечается в северо-восточной части п-ова в районе Керчи (продолжается на косу Тузла) и вдоль северо-восточного побережья.

Зоны концентрации сбросо-раздвиговой деформации. Помимо широтных зон сжатия с элементом сдвига и диагональных зон с элементом сжатия на Керченском п-ове проявлены сбросо-раздвиговые деформации, обусловленные проявлением растяжения. В частности, все грязевулканические постройки формируются в условиях относительного латерального растяжения на фоне общего регионального сжатия. Такие условия возникают в узлах пересечения широтных и диагональных зон, где проявляется наиболее сложная и контрастная деформация. Но есть и слабо выраженные линейные зоны концентрации деформации растяжения. Трассирование их более сложное, чем зон сжатия и сдвига вследствие того, что деформация эта более рассредоточена. Преимущественная ориентировка таких зон субмеридиональная. Такие зоны намечаются на востоке - вдоль

южной части Керченского пролива, в средней части Керченского п-ова - Караларско-Узунларская (Караларско-Параболическая), на западе - наиболее узкая часть п-ова.

ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В СИСТЕМЕ ЗОН КОНЦЕНТРАЦИИ ДЕФОРМАЦИИ

Большинство грязевулканических построек Керченского п-ова тяготеет к основным субширотным зонам концентрации деформации сжатия и сдвига (см. рис. 1): Северной (Приазовской), Джарджавской, Центральной (Северо-Парпачской) и Южной (Юго-Западной равнины). Наиболее насыщенными грязевыми вулканами являются Северная и Центральная антиклинальные зоны.

Северная (Приазовская) грязевулканическая зона включает Сююрташский, Булкаганакский и Еникальский грязевулканические очаги. С Джарджавской грязевулканической зоной связаны Андреевское (Чанлугарское) сопочное поле, Восходовский (Джарджавский) и Солдатско-Слободской грязевулканические очаги (грязевые вулканы, сопочные поля, вдавленные синклинали). Наиболее крупными в Северо-Парпачской грязевулканической зоне являются Насырский, Королевский, Новоселовский грязевулканические очаги. Южная (Юго-Западной равнины) грязевулканическая зона. Для большей части Юго-Западной равнины грязевой вулканизм характерен в виде крупных одиночных грязевых вулканов (Керлеутский, Джау-Тепе, Борух-Оба) или крупных вдавленных синклиналей (Ак-Тубе, Кончекская, Узунларская). В западной части зоны выделяется Владиславовский грязевулканический очаг – сложная система плосковершинных сопок, слабодействующих грифонных конусов, сальз и кратеров.

В положении грязевых очагов наблюдается не только их приуроченность к широтным антиклинальным зонам, но также к диагональным (северо-восточного и северо-западного порстирания) и субмеридиональным зонам концентрации деформаций. Геоморфологический и морфоструктурный анализ положения грязевулканических очагов выявляет их как сложные структурные узлы пересечения различно ориентированных дизъюнктивных структур, с которыми связаны грязевые вулканы, или как крупные структуры центрального типа, выраженные ветвлением антиклиналей.

Тектодинамические и структурно-кинематические наблюдения малых дизъюнктивов (трещиноватость, мелкие разрывы) в районах проявления грязевого вулканизма [Белобородов, Тверитинова, 2019] указывают на сложную динамическую обстановку формирования грязевулканических объектов с проявлением обстановок горизонтального сжатия и растяжения. При формировании крупных грязевулканических построек ведущую роль играло вертикальное растяжение – горизонтальное сжатие. При формировании

вдавленных синклиналей ведущую роль играло вертикальное сжатие – горизонтальное растяжение, что отражено в обильном присутствии кальцитовых и гипсовых жил в позднекайнозойских карбонатных толщах и в составе сопочной брекчии. Обычно наиболее крупные грязевулканические постройки сочетают в себе как положительные, так и отрицательные структуры центрального типа, а также сопровождаются многочисленными трещинами отрывного типа, часто образующих кулисные ряды, что отражает сдвиговую составляющую деформации.

О КОРНЯХ ГРЯЗЕВЫХ ВУЛКАНОВ

В качестве главных признаков наличия глубоких корней у грязевых вулканов мы рассматриваем их закономерное положение в системе региональных структур (1), а также усложнение системы грязевулканических построек в узлах пересечения крупнейших продольных и поперечных зон концентрации деформаций различного кинематического типа, указывающее на наличие глубоких очаговых структур (2).

Как было показано, площадное распределение грязевых вулканов обусловлено системой развитых в Керченско-Таманской грязевулканической провинции новейших зон сжатия и сдвига, с проявлением локальной деформации растяжения. Грязевые вулканы приурочены главным образом к антиклинальным диапировым складкам, в ядрах которых залегает глинистая майкопская серия, приподнимающая и протыкающая вышележащие отложения. На сложную связь глиняного диапиризма, грязевого вулканизма и в целом флюидодинамики в мощных комплексах глинистых отложений указывали многие исследователи [Григорьянц, 2001; Копп, 1985; Холодов, 2012]. Результаты геофизического изучения грязевых вулканов указывают на наличие глубоких корней, по крайней мере, у крупнейших грязевулканических построек (Джарджава, Джау-Тепе) [Рогожин и др., 2014; Собисевич и др., 2008; 2014; 2015 а; Тверитинова Т.Ю., 2014; Тверитинова и др., 2014; 2015 и др.]. Вероятно, у относительно небольших грязевых вулканов корни располагаются полностью в пределах глинистых майкопских толщ [Белобородов, Белобородов и др., 2019]. Одновременно с «малой» глубинностью многочисленные мелкие грязевулканические проявления образуют определенные участки концентрации вулканических построек, тяготеющие к узлам пересечения зон повышенной нарушенности и по-видимому представляют собой результат разветвления корневой системы крупного одиночного глубинного очага в пределах глинистых толщ, когда эти толщи нарушают крупные дизъюнктивные структуры. Активные тектонические деформации в условиях сжатия, а также инициируемые при деформациях флюидодинамические потоки способствуют

появлению многочисленных проницаемых каналов, в которых происходит формирование грязевулканической брекчии.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таким образом, грязевулканические проявления на Керченском п-ове связаны с системами кулисно расположенных субширотных антиклинальных структур преимущественно диапирового характера. И отдельные диапировые антиклинали и антиклинальные зоны в целом являются структурами горизонтального сжатия, кулисность указывает на присутствие элемента сдвиговой деформации. Формирование субширотных антиклиналей и антиклинальных зон было обусловлено действием главного поля напряжений с субмеридиональной ориентировкой оси максимального сжатия. Это поле напряжений характерно для всего Крымско-Кавказского региона, что неоднократно описывалось в тектонофизических работах [Попков и др., 2007; Расцветаев, 1973; 1977; Расцветаев и др., 1999; 2010]. Северная, Джарджавская и Северо-Парпачская антиклинальные зоны несут признаки левосдвиговой деформации, Южная – правосдвиговой. Проявление вдоль субширотно ориентированных зон левосдвиговой деформации отражает влияние северо-восточного тангенциального сжатия, характерного для Кавказского региона [Расцветаев и др., 2010]. Проявление правосдвиговой деформации в Южной зоне связано, вероятно, с действием северо-западного тангенциального сжатия, поперечного к складчатому сооружению Горного Крыма [Расцветаев, 1977]. На периклинальном замыкании складчатого сооружения Горного Крыма, представляющего вдающийся в широтно ориентированную межпериклинальную зону индентер, по северо-западному и северному ограничению которого проявляются левосдвиговые деформации, а по южному и юго-восточному – правосдвиговые.

Грязевые вулканы расположены в центральных частях структур сжатия (антиклиналей и антиклинальных зон) или на их периклиналях в узлах пересечения с поперечными или диагональными зонами повышенной нарушенности, представленными крупными региональными разломами [Плахотный и др., 1989; Шнюков, 2005] или флексурно-разрывными зонами сбросо-раздвигового или сбросо-сдвигового типа. На положение грязевулканических центров влияние оказывают также структуры северо-западного и северо-восточного простираний.

В пределах грязевулканических зон выделяются кольцевые структуры, объединяющие несколько грязевулканических построек и даже организующих в систему кольцевых структур и антиклинали, с которыми связаны грязевые вулканы. Наиболее четко такие структуры выделяются в Приазовской зоне. Возможно потому, что здесь представлены

наиболее активно развивающиеся структуры. Зона Юго-Западной равнины не имеет четких разломных продольных ограничений, но образует локализованную грязевулканическую зону, для которой характерно развитие крупных грязевулканических построек (Борух-Оба, Джау-тепе и др.)

Грязевые вулканы Керчи представлены объектами различной морфологиии – от мелких грифонов до крупных сопок, от небольших луж до обширных грязевулканических полей. Грязевые вулканы Керченского полуострова отражают активную флюидодинамику кайнозойских толщ. Флюдодинамические системы связаны с наличием в осадочных комплексах закономерно расположенных в структуре полуострова зон складчато-разрывных деформаций, представляющих собой структуры сжатия и сдвига. Грязевулканические центры расположены на участках проявления локальных раздвиговых деформаций. Литологическая неоднородность и стратификация кайнозойских толщ определяют сложное развитие грязевулканических каналов с формированием структур центрального типа с положительной и отрицательной динамикой развития и проявления купольно-вдавленной морфологии грязевулканических построек. Распределение их не хаотично, а определяется приуроченностью к главным антиклинальным грязевулканическим зонам, которые отвечают в первую очередь системе широтных структур, а также менее выраженным, но имеющим важное значение, структурам северо-западного простирания, поперечных к Горно-Крымскому сооружению и генетически с ним связанных.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены в рамках государственного задания Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: изд-во Моск. Ун-та. 1966. 493 с.

Белобородов Д.Е., Егоров Н.А., Тверитинова Т.Ю., Краснова М.А. Петрофизические методы в тектонических исследованиях на примере изучения сопочной брекчии грязевых вулканов ультразвуковым просвечиванием // Материалы Девятнадцатой Всероссийской конференции "Геодинамика, геомеханика и геофизика". Новосибирск ИНГГ СО РАН, 2019. С. 46-49.

Белобородов Д. Е., Тверитинова Т. Ю. К вопросу о складчатых и разрывных структурах контролирующих грязевой вулканизм Керченского полуострова // Тезисы докладов и программа Научной конференции молодых ученых и аспирантов М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 2018. С. 22.

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Трещинные структуры грязевых вулканов и вмещающих толщ Керченско-Таманской грязевулканической области // Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы шестой молодежной тектонофизической школы-семинара, М.: ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, 2019. С. 77-83.

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Связь нефтегазоносности и грязевого вулканизма в Керченско-Таманской зоне // Инновации в геологии, геофизике, географии – 2018. Материалы 3-ей Международной научно-практической конференции. М.:изд-во "Перо", 2018 а. С. 20-22.

Белобородов Д. Е., Тверитинова Т. Ю. Складчатые и разрывные структуры Керченско-Таманской межпериклинальной зоны, контролирующие грязевой вулканизм // Материалы L Тектонического совещания Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 2. Москва, ГЕОС, 2018 б. С. 237–241.

Белобородов Д.Е., Тверитинова Т.Ю. Сравнение тектонических и геологических обстановок некоторых грязевых вулканов Керченско-Таманской грязевулканической провинции // Полевые практики в системе высшего образования. Материалы Пятой Всероссийской конференции, посв. 65-летию Крымской учебной практики по геологическому картированию Ленинградского-Санкт-Петербургского государственного университета, С-Пб.: ООО "Изд-во ВВМ", 2017, с. 144-146

Григорьянц Б.В. Грязевой вулканизм – источник геологической информации // Геотектоника, 2001, № 3. С. 69-79.

Копп М.Л. Генетические связи глиняных диапиров, грязевых вулканов и структур горизонтального сжатия (на примере Алятской гряды Юго-Восточного Кавказа) // Геотектоника, 1985, № 3. С. 62-74

Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.

Плахотный Л.Г., Пасынков А.А., Герасимов М.Е., Чир Н.М. Разрывные нарушения Керченского полуострова // Геологический журнал. 1989. № 5. С. 40-46.

Попков В.И., Бондаренко Н.А., Семинихина Ю.Ф., Харченко Т.Н. Структурная геология Северо-Западного Кавказа // ГеоИнжиниринг. Аналитический научно-технический журнал. 2007. No1 (3). С. 46-50.

Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука. 1977. С. 95–113.

Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Вып. 5. М.: изд-во МГУ, 1973. С. 57-107

Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений. В кн.: «Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов». М.: ГИН АН СССР. 1987. С. 173-235.

Расцветаев Л.М. Структурные рисунки трещиноватости и их геомеханическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1982. Т. 267, № 4. С. 904–909.

Расцветаев Л.М., Маринин А.В., Тверитинова Т.Ю. Позднеальпийские дизъюнктивные системы и геодинамика Западного Кавказа // Физика Земли, М.: Наука, 2010, том 5, с. 31-40.

Расцветаев Л.М., Корсаков С.Г., Семенуха И.Н., Тверитинова Т.Ю., Маринин А.В. О некоторых общих особенностях структуры и тектодинамики Северо-Западного Кавказа // Проблемы геологии, полезных ископаемых и экологии юга России и Кавказа. Т. 1. Новочеркасск. 1999. С. 69 – 73.

Рогожин Е.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. Структурная позиция и проблемы возникновения очагов грязевого вулканизма в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго // Геология и геофизика Юга России, издательство Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Геофизический институт Владикавказского научного центра Российской академии наук (Владикавказ), 2014, № 3, с. 89-115.

Собисевич А.Л., Горбатиков А.В., Овсюченко А.Н. Глубинное строение грязевого вулкана горы Карабетова // ДАН (Геофизика). 2008. Т. 422, № 4. С. 542-546.

Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Тверитинова Т.Ю. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго) // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2014. No 2. С. 80-93.

Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л., Канониди Х.Д., Канониди К.Х., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А О дилатансных образованиях, участвующих в формировании корневых структур и выводящих каналов грязевых вулканов // Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2015 а. № 3 (187). С. 53-59.

Собисевич А.Л., Тверитинова Т.Ю., Лиходеев Д.В., Белобородов Д.Е., Дударов З.И., Долов С.М., Преснов Д.А., Пузич И.Н. Глубинное строение грязевого вулкана Джарджава в

пределах Южно-Керченской антиклинальной структуры // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015 б. Т. 42, № 2. С. 73-80.

Тверитинова Т.Ю. Грязевой вулканизм в системе активных тектонических структур // Активные разломы и их значение для оценки сейсмической опасности: современное состояние проблемы. XIX научно-практическая конференция с международным участием, посвященная памяти геолога-геофизика Ю.К. Щукина, М.: ИФЗ, 2014. с. 393-397

Тверитинова Т.Ю., Белобородов Д.Е. О косвенных признаках наличия глубоких корней у грязевых вулканов Керченско-Таманской межпериклинальной зоны // Система "Планета Земля": 200 лет со дня кончины Михаила Богдановича Барклая-де-Толли (1761-1818), М.: ЛЕНАНД, 2018. С. 370-378

Тверитинова Т.Ю., Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л. О грязевом вулканизме в позднеальпийском складчатом сооружении Северо-Западного Кавказа (на примере изучения глубинного строения грязевого вулкана Шуго // Геология и полезные ископаемые Мирового океана, 2014, том 2, № 36, с. 80-93.

Тверитинова Т.Ю., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Лиходеев Д.В. Структурная позиция и особенности строения и формирования грязевого вулкана горы Карабетова работы // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2015. № 2. С. 106-122.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4. С. 5-27.

Шнюков Е.Ф., Гнатенко Г.И., Нестеровский В.А. и др. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона. Киев: Наукова думка, 1992. 199 с.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И., Науменко П.И., Кутний В.А. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области. Атлас. Киев: Наукова думка, 1986. 148 с.

Шнюков Е.Ф., Шереметьев В.М., Маслаков Н.А. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона. Краснодар: Главмедиа, 2005. 176 с.

УДК 551.1/.4

АВТОМАТИЗАЦИЯ ЛИНЕАМЕНТНОГО АНАЛИЗА – МЕТОДИКА LESSA. ПРОТЯЖЕННЫЕ ЛИНЕАМЕНТЫ. МЕТОДИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Златопольский А.А.

Институт космических исследований РАН, Москва, Россия

АННОТАЦИЯ

Работа посвящена применению методики линеаментного анализа LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) для поиска протяженных линеаментов. Отмечается, на какие обстоятельства необходимо обратить внимание при работе с LESSA, чтобы получить достоверные результаты. Описываются типы данных дистанционного зондирования, которые могут быть использованы. Указывается, какие особенности каждого типа данных необходимо учитывать при работе по данной методике. Особенно подробно разбирается, какое разрешение данных необходимо выбирать. Рассмотрен процесс просмотра и анализа полученных протяженных линеаментов, их верификации. Особое внимание уделено адекватной интерпретации схем линеаментов, полученных при одном пороге по «выраженности». Отмечено, что нужно быть очень осторожным при интерпретации розы-диаграммы, рассчитанной по такой схеме протяженных линеаментов. Указано, какую адекватную информацию можно из такой розы-диаграммы извлечь. Для получения статистически надежных ориентационных характеристик территории предлагается использовать другие инструменты LESSA – построение роз-диаграмм по элементарным линейным элементам, построение линий отражающих среднее направление вытянутости этих роз-диаграмм. Приводится пример сопоставления таких «линий вытянутости» со схемой протяженных линеаментов.

Ключевые слова: протяженные линеаменты, линейные элементы, изображение, цифровая модель рельефа, интерактивный анализ.

ВВЕДЕНИЕ

Автоматизированная методика LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis) состоит в выявлении в дистанционных растровых данных мелких линейных элементов (штрихов), в их статистическом анализе, а также в выстраивании из штрихов протяженных прямых линий - линеаментов. LESSA используется в течении 35 лет достаточно успешно и широко, о чем свидетельствуют многие ежегодные публикаций, университетские учебные программы (например, [Чернова, Нугманов, Кадыров, 2012]), диссертационные работы (из недавних, [Зверев, 2019, Иванченко, 2012]) и т.д. LESSA

реализовывалась на различных вычислительных системах – от ЭВМ и специальных процессоров до ERDAS. В настоящее время для исследователей доступны, как программа WinLessa, так и блок «Структурного анализа» в системе коллективного пользования ИКИ РАН – Вега [Златопольский, Кашницкий, 2019].

Необходимость в данном методическом обзоре обусловлена тем, что с одной стороны, эту методику используют широко, т.е. к этому вопросу есть интерес, а с другой стороны, используют ее не всегда достаточно адекватно, продуманно и аккуратно. В первую очередь это относится к построению протяженных линеаментов. Именно эту часть методики мы и будем рассматривать. Важно понимать, что не возможен единый «на все случаи жизни» способ работы с данным инструментом, единая настройки его параметров. И это порождает широчайший разброс мнений относительно результатов обработки – от «машина так сказала, значит так и есть», до «лучше использовать ручное интерактивное построение линеаментов», так как LESSA дает разные результаты, если существенно изменять параметры расчета [Никулин, Коробко, 2015]. К сожалению, и ту и другую оценку нельзя считать адекватной. LESSA, действительно, не предназначена для полностью автоматического построения схемы геологически обусловленных линеаментов. Однако, за эти годы, выработаны рекомендации, которые, хотя и не гарантируют получение искомого результат в любом случае, однако, они ограждают от ложных выводов, которые случаются при использовании неадекватных данных, при не соответствующих параметрах анализа, при неверной интерпретации и при недостаточной верификации результата.

Данная работа – попытка собрать накопленный в этой области опыт. Мы не будем анализировать способы решения конкретных практических задач, а сосредоточимся на важных обстоятельствах, учет которых позволит исследователю минимизировать получение неадекватных результатов.

ОСНОВЫ МЕТОДИКИ АНАЛИЗА ПРОТЯЖЕННЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ В LESSA

Начнем с описания результатов анализа, чтобы было понятно, какие конкретные возможности дает этот инструмент, что можно от него ожидать. LESSA дает возможность исследователю проверить гипотезу, не трассируется ли в исходных данных линеамент в том месте и того направления, которое интересует пользователя. Другими словами, может ли объективная формальная процедура обнаружить в предложенных данных искомый линеамент. Если такой линеамент найти не удалось, то это не значит, что его нет, и можно продолжить поиски, меняя настройки, уровень генерализации, исходные данные и т.д. Это не подгонка, а проверка гипотезы, т.к. невозможно таким образом «нарисовать» линеамент, который не проявляется в данных. (А вручную нарисовать можно.)

Если искомый линеамент обнаруживается, то видно, какими объектами на местности он трассируется, так что можно проверить, нет ли среди них техногенных или ложных (например, места сшивки данных). Но главное при интерпретации найденного линеамента – это сопоставить его с другими тематическими данными. Удобно это делать прямо в LESSA – открыть там эти данные и рассматривать на их фоне линеаменты полученные при разной настройке параметров. Несколько вариантов сопоставления линеаментов найденных по изображению района Анголы и Намибии с картированными структурами и с линеаментами построенными другими авторами по другим данным представлены в (http://www.lineament.ru). Совпадение некоторых найденных линеаментов с картированными не дает новой информации. Интересный результат в том, что один найденный линеамент совпадал с картированным, но шел гораздо дальше, чем было указано на карте. Другой ярко выраженный линеамент совершенно не совпадал с картированными, но на его продолжении по морю шел линеамент построенный по данным альтиметрии. То есть найдены линеаменты, которые дают новую информацию и подтвержден другими данными.

Заметим, что, если линеамент найден при одних параметрах поиска и не найден при других, это не «говорит о нем плохо». Если линеамент не выявляется на аналогичном изображении той же местности, полученном в другое время, это не значит, что «все не работает». Это не значит, что «разлом исчез». Нужно внимательно сопоставить результаты расчетов, чтобы понять, почему линеамент перестал выявляться. Возможно, изменилось состояние растительности, освещение или появилась облачность.

ТИПЫ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

На первом шаге анализа в исходных данных выявляются короткие линейные элементы (штрихи), которые служат основой для всех дальнейших операций. LESSA позволяет работать с растровыми данными трех типов

- изображение (в частности аэрокосмическое), где линейные элементы – это спрямленные участки линий перепада яркости;
- цифровая модель рельефа (ЦМР), где линейные элементы – это спрямленные участки хребтов и\или долин;
- схема (например, гидросети), где линейные элементы – это собственно линии схемы.

В первых двух случаях исходные структуры должны быть не короче 5-10 пикселей. Анализ растровых схем на практике встречается редко, поэтому здесь рассматриваться не будет.

Относительно преимуществ анализа в LESSA изображений и ЦМР существуют полярные точки зрения. В [Златопольский, 2011] отмечается, что результаты по ЦМР надежнее, чем по изображению, а в [Зверев, 2019] вполне резонно указывается, что в

изображениях «задействован весь комплекс прямых и косвенных признаков проявления в ландшафте индикаторов зон трещин и разрывных нарушений геологической среды», а в ЦМР – только рельеф. Но с тем, что из этого следует жесткий вывод - «линеаментный анализ целесообразнее проводить по снимкам, а не по ЦМР. Более того, дизъюнктивные дислокации по снимкам выявляются гораздо более уверенно и полнее, чем по ЦМР» - я бы не согласился. Действительно, анализируя ЦМР, можно пропустить линеамент, который виден в изображении, но не проявляется в рельефе. Но, с другой стороны, обнаружив линеамент в изображении, необходимо далее проделать тщательную проверку – не является ли он техногенного происхождения, не влияют ли на результат облака, их тени. Кроме того, важно учитывать, что изображение складчатой местности существенно зависит от освещения, в частности, можно потерять линеаменты того направления, которое оказалось не подсвеченным. Следовательно, при анализе изображения важно учитывать, что какие-то линеаменты можно пропустить (освещение, облака), а полученные необходимо добросовестно проверить (техногенное влияние). Без такой проверки результаты, полученные по изображению, нельзя считать достоверными.

Отметим, что все чаще с помощью LESSA анализируют геофизические данные - магнитка, гравика, альтиметрия [Изосов и др., 2018, Трофименко и др., 2016] - которые можно анализироваться как ЦМР. У этих данных свои особенности, свои дефекты, и важно отбраковывать линеаменты, которые построены в силу этих дефектов.

Таким образом, можно работать с разнообразными исходными данными, принимая во внимание, и общие достоинства\недостатки каждого типа, и качество конкретных доступных данных, избегая, по возможности, данных с дефектами (в первую очередь линейными), облаками, большими участками потери данных.

Проекция данных должна быть такой, что разрешение одинаково по обеим осям, и линии прямые на местности сохраняются прямыми.

Относительно мультиспектрального изображения резонно предположить, что какие-то линии могут лучше проявиться в растительности, а какие-то в увлажненности и в результате видны в разных зонах спектра. Однако, практическая польза от смены зон на практике не описана.

Предобработка исходных данных уместная для визуального анализа - контрастирование, фильтрация – при работе с LESSA не только не нужна, а может оказаться и вредной. Необходимые операции такого типа реализованы непосредственно в LESSA – фильтрация мало контрастных штрихов (обычно не нужно), фильтрация коротких штрихов (редко нужно), генерализация.

Выбор разрешения исходных данных необходимо рассмотреть подробнее.

РАЗРЕШЕНИЕ ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Сразу оговоримся, что будем иметь в виду «эффективное разрешение». Поясним этот термин кратко, в общих чертах (подробно рассмотрено в [Златопольский, 2014]). Будем говорить о такой ситуации, когда при разрешении в 100 м\пикс в данных присутствуют объекты шириной 100 – 150 м. Если мы растянем эти данные, скажем, в 2 раза, то пиксель будет соответствовать 50 метрам, но эффективное разрешение останется прежним.

Выбор разрешения принципиально важен, т.к. этим выбором пользователь определяет размер элементарных структур (штрихов), которые он хотел бы учесть. Примерное соотношение таково – размер пикселя должен быть в 400 раз меньше длины искомого линеамента. Например, при разрешении 0.125 км\пикс будут выявлены штрихи длиной от 1 км, которые могут трассировать линеамент длиной около 50 км. Это соотношение ориентировочное, т.е. можно использовать разрешение больше или меньше вдвое, но не в разы. Если разрешение слишком мало, то можно не выявить, не «увидеть» штрихи, трассирующие линеамент. Но, с другой стороны, строить линию 100 км из 100 метровых отрезков долин нет никакого смысла. Получится не более точный анализ, как может показаться, а анализ структур другого ранга. Например, при разрешении 0.5 км/пикс выделялся спрямленный участок долины реки в 5 км, а после перехода к разрешению 0.1 км/пикс эта долина вполне может перестать выглядеть прямой, и очень внятно проявятся долины притоков ортогонального направления. Образно говоря, посмотрев в микроскоп, мы перестанем видеть искомый объект, как целое. Отметим, что в ряде работ (начиная с [Златопольский, 2012]) продемонстрировано, как при изменении масштаба анализа среднее направление выявляемых структур изменяется вплоть до ортогонального. Пример такой ситуации упомянут ниже.

Таким образом, пользователь решает, что он хочет увидеть и выбирает соответствующее разрешение. Вполне разумно попробовать несколько (в 1.5-2 раза) варьировать разрешение, «настраивая окуляры». А часто полезно и сильно «загрублять» данные, чтобы посмотреть структуры другого ранга.WinLESSA предоставляет возможность подобрать подходящую степень «загрубления».

ОБНАРУЖЕНИЕ И ПРОСМОТР ЛИНЕАМЕНТОВ

Для того, чтобы рассмотреть существенные особенности анализа протяженных линеаментов в LESSA, необходимо кратко описать процесс их поиска (все подробности можно найти в (http://www.lineament.ru и в публикациях, начиная с [Златопольский, 1988]). Цепочки штрихов, которые трассируют линеамент, обнаруживаются с помощью

преобразования Hough, которое можно наглядно описать следующим образом. Рассмотрим узкие прямые «коридоры» всех положений и направлений, пересекающие изображение, и зафиксируем штрихи примерно того же направления, попавшие в каждый коридор. Эти штрихи отнесем к соответствующему линеаменту. Их суммарная длина, нормированная длиной коридора, показывает, на сколько хорошо «выражен» данный линеамент.

Просматривать найденные линеаменты индивидуально или небольшими группами, можно за счет фильтрации линеаментов по их направлению и выраженности. Высвечиваются только те линеаменты (соответствующие им цепочки штрихов), которые лежат в заданном секторе направлений и чья выраженность превышает заданный порог. Задав эти два параметра, можно посмотреть, нет ли линеамента (или системы параллельных линеаментов), к которому приурочены известные объекты (скажем, месторождения, сейсмические события). При этом нет смысла ориентироваться на конкретное значение выраженности – это формальная величина, значение, которой может меняться по техническим причинам. Пользователь может и не указывать конкретное значение порога по выраженности, достаточно указать число линеаментов указанного сектора направлений, и будет показано заданное число линеаментов с самой большой выраженностью. Можно взглянуть и на ситуацию в целом, высветив линеаменты всех направлений с выраженностью выше порога. А можно разбить все направления на ряд секторов, и высветить, скажем, по 5 линеаментов в каждом секторе. По таким общим схемам можно примерно оценить ситуацию, можно отметить интересные, «своеобразные» линеаменты для их дальнейшего изучения.

К сожалению, нередко схема линеаментов всех направлений, полученная по одному порогу, принимается за адекватную характеристику территории. Обосновывается это тем, что показаны основные, самые выраженные линеаменты. Чтобы прояснить ситуацию с параметром выраженности, рассмотрим следующий пример. Пусть некто ранжирует бегунов по их средней скорости на дистанции. Но эта оценка адекватна только, если все бегуны бегут в одинаковых условиях, т.е. пробегают одинаковую дистанцию. А если один бежал 100 метров, а другой 500, то правильно измеренный и уместный параметр – средняя скорость – перестает быть адекватным. Аналогична ситуация с параметром выраженности, т.е. параметр уместный, рассчитывается правильно, но условия «проявления» - длина коридора («дистанция») - у линеаментов разные.

Продемонстрируем это. Пусть на местности присутствует совершенно прямая линия, рис. 1а. Если мы рассматриваем изображение с контуром 1, то линеамент, соответствующий этой линии, будет иметь максимальную выраженность, а если используем изображение по контуру 2, то линеамент будет найден, но его выраженность будет в разы меньше (занимает

только часть «коридора»). Аналогичным образом в разных условиях – разная длина коридора, который нужно заполнить штрихами - оказываются диагональная и горизонтальная линия, или горизонтальная и вертикальная линия в не квадратном изображении.

Дополнительно неравные условия для линеаментов создают и большие участки, в которых нет данных для поиска линеаментов (водная поверхность, облака, интенсивный техногенный рисунок и т.д.), и которые должны быть исключены из анализа (замаскированы). Пример такой ситуации на рис. 1б. Темный участок в левом нижнем углу – замаскированная область. Выраженность горизонтальной линии в верхней половине снимка будет в 2 большей, чем у такой же линии в нижней половине, которая вполне возможно продолжается в замаскированной области. А если область без данных займет всю левую половину участка, то все субширотные линементы окажутся в двое худших условиях, чем субмеридиональные.

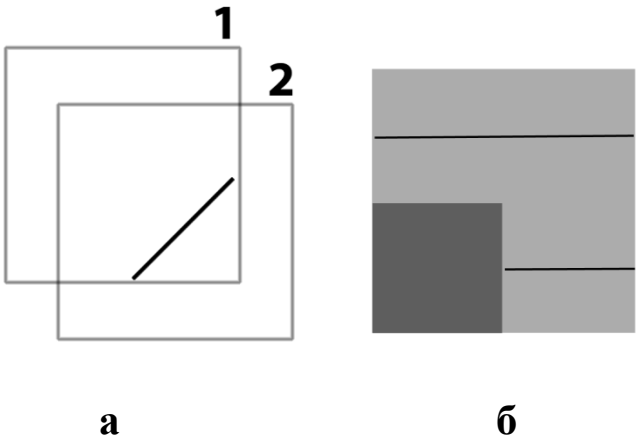


Рис. 1. К расчету параметра "выраженности" линеаментов (пояснения в тексте)

Невозможно привести все линии (коридоры) в строго одинаковые условия. Чтобы не показывать, как самые выраженные, короткие линеаменты пересекающие углы изображения, они показываются в последнюю очередь. Можно несколько уменьшить «неравенство условий», если искать не линеаменты пересекающие все изображение, а линеаменты пересекающие фрагмент. Пользователь задает размер фрагмента (сотни пикселей), в изображении вырезаются квадратные перекрывающиеся фрагменты и ищутся “сквозные” линеаменты в каждом фрагменте, а результаты собираются в общую схему. Это позволяет снизить влияние на величину выраженности замаскированных областей, «не квадратность» области анализа и т.д. А кроме того, позволяет обнаружить линеамент, который не является

абсолютно прямым на всем протяжении. Правда «проигрывают» те сквозные линеаменты, которые равномерно, трассированы штрихами по всей длине.

Как видим, важно посмотреть разные варианты расчета, так как и величина выраженности, и сама возможность обнаружить линеамент существенно зависит от параметров поиска – ширины коридора, степени совпадения штрихов с направлением коридора, аккуратным или быстрым расчетом, расчетом по фрагментам, степенью генерализации и т.д.

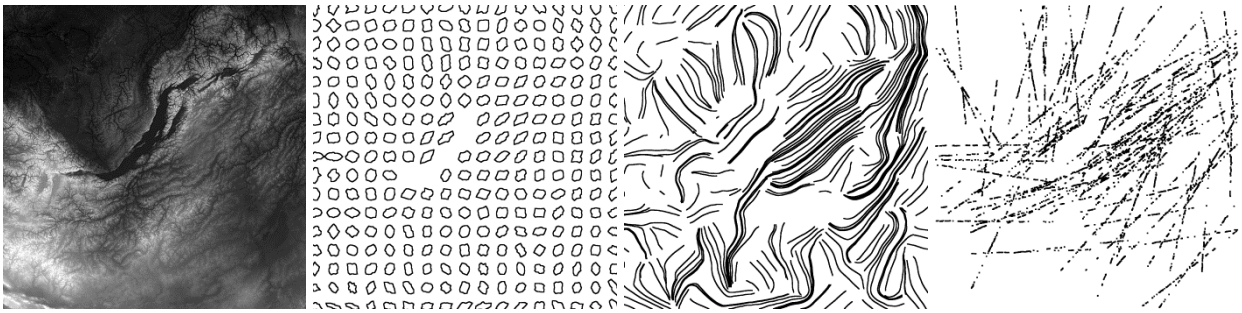
СХЕМА ЛИНЕАМЕНТОВ

Обратим внимание, что если при поиске линеаментов вручную общая схема линеаментов оказывается конечным результатом работы, то в данной технологии схема линеаментов всех направления полученная при некотором пороге по выраженности («схема по порогу») – это только начало работы, первый шаг, когда нужно посмотреть что происходит в целом и выбрать линеаменты для конкретного изучения. Выше мы обсудили, что линеаменты разных частей изображения находятся в неравной ситуации, и нет единственного «правильного» варианта ранжирования по выраженности. Поэтому так важно не ограничиваться рассмотрением такой «схемы по порогу», а внимательно анализировать каждый линеамент, и использовать разные варианты расчета. Тем не менее, не редко вместо анализа отдельных линеаментов по привычке останавливаются на «схеме по порогу». Например, предполагают, что она достаточно объективно показывает, структуры каких направлений преобладают в той или иной части территории [Горошко, Гильманова, Рыбас 2015].

Однако, вместо такой ненадежной оценки, непосредственно в LESSA, есть статистически обеспеченные инструменты анализа того, как распределяются по территории элементарных структур разного направления. Здесь мы не будем подробно рассматривать эти инструменты (http://www.lineament.ru, [Златопольский, 2008]), а только укажем, что статистическое описание ориентации штрихов предоставляется как в виде привычных роз-диаграмм, так и в виде их характеристик. Стабильность, надежность этих роз-диаграмм неоднократно тестировались. Линии, построенные по среднему направлению вытянутости роз-диаграмм (линии вытянутости), наглядно показывают, как распределены по территории элементарные структуры разных направлений. В исследовании [Зайцев, Панина, Мануилова, 2019] проводилось сопоставление этих линий с системами трещин, найденных при полевом исследовании.

На рис. 2 в качестве примера представлен результат анализа ЦМР района Байкала (рис. 2а), SRTM с разрешением 0.63 км\пикс, 1300*1300 пикс. В LESSA ищутся хребты и

долины, а по ним в скользящем окне диаметром 128 пикселе рассчитываются розы–диаграммы (рис.2б). На рис. 2в показаны линии характеризующие направление вытянутости этих роз-диаграмм. Этот рисунок статистически достоверно показывает, как распределены по территории элементарные структуры разных направлений. Линеаменты, построенные по фрагментам (520 пикс) и с порогом 150, показаны на рис. 2г. Естественно, эта схема в целом повторяет рисунок линий вытянутости, однако у нее нет должной надежности. В этой схеме интересно отметить не общие закономерности, а линеаменты, которые из этих закономерностей выбиваются. В данном случае я бы обратил внимание на самый южный из субширотных линеаментов, который идет ортогонально линиям вытянутости.



а **б** **в** **г**

Рис. 2. Результаты анализа в LESSA ЦМР района Байкала (пояснения в тексте)

Особенно важно иметь в виду вышесказанное тем исследователям, которые работают с розой-диаграммой «схемы по порогу» [Бондур и др., 2012; Иванченко, 2012]. Сопоставим такую «линеаментную розу» с «глобальной розой», рассчитанной по всем найденным элементарным структурам (штрихам). Глобальная роза надежна и объективна, т.к. рассчитана по огромной массе данных. Правда, вследствие этого она обычно довольно округла без ярких деталей, которые прельщают пользователей в линеаментных розах. Однако, при высоком пороге по выраженности, в схеме будет мало протяженных линеаментов, и «красивая» линеаментная роза не представительна, а кроме того она отражает описанные выше неравные условия линеаментов при расчете выраженности. Чем ниже порог, тем больше линеаментов участвуют в расчетах, а линеаментная роза все больше становится похожей на глобальную [Златопольский, 2011].

В силу этого, линеаментную розу есть смысл использовать только для соотнесения линеаментов, находящихся в сопоставимых условиях, например, двух диагональных ориентаций, если в изображении нет участков без данных, или вертикальных с горизонтальными, если изображение квадратное. В остальных случаях глобальная роза, несомненно, адекватнее.

При этом необходимо учитывать следующий нюанс. Как отмечено выше, случается так, что более крупные, протяженные структуры ориентированы иначе, чем более мелкие. Поэтому, если нас интересует роза-диаграмма для более крупных структур, то при расчете глобальной розы в LESSA стоит задать более мелкое разрешение, чем при построении протяженных линеаментов («загрубить» данные). На рис. 2 приведен пример именно такой территории. При разрешении 0.3255 км\пикс глобальная роза эллиптична и преобладает СЗ направление, при разрешении 0.63 км\пикс преобладание СВ направления в этой розе очень не велико, а при разрешении 1.26 км\пикс уверенно преобладает СВ направление. При этом большая часть протяженных линеаментов найденных при разрешении 0.63 км\пикс уже имеет СВ направление. Таким образом, если интересует глобальная роза по крупным структурам можно использовать «загрубление» при расчете штрихов (в 2-3 раза) или, другой вариант, фильтровать короткие штрихи. В данном примере при разрешении 0.63 км\пикс и фильтрации коротких штрихов получаем глобальную розу вытянутую, как и протяженные линеаменты, в СВ направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы рассмотрели обстоятельства, учет которых позволяет исследователю существенно уменьшить возможность получить неадекватные результаты, а читателю результатов исследований позволяет оценить их достоверность.

Часть этих обстоятельств, традиционно учитывали при ручном дешифрировании линеаментов, но почему-то их порой упускаются из виду при автоматизированном анализе. В первую очередь, необходимо использовать качественные исходные данные, не забывая о преимуществах и ограничениях разных типов данных, которые мы обсудили. В частности, следует особенно тщательно анализировать результаты, полученные по изображению, принимая во внимание направление освещения, облака и т.п., особенно при сравнении линеаментов, полученных на разных изображениях одной территории.

Следующие обстоятельства относятся к работе с LESSA. Необходимо использовать разрешение адекватное поставленной задачи, т.к. работая с LESSA, совершенно неверно считать, что чем больше разрешение, тем лучше. Далее, необходимо избегать больших участков без данных (правильно «вырезать» участок анализа) или как-то учитывать их наличие, в частности использовать разные пороги для линеаментов разного направления и расположения. Иногда при этом может помочь поиск линеаментов по фрагментам. Полезно также оценить устойчивость результата, варьируя как параметры поиска так и – в небольших пределах – разрешение.

Технология LESSA предназначена для «индивидуального» поиска протяженных линеаментов. Каждая цепочка штрихов «указанная программой» реально присутствует в данных и укладывается в прямую линию. Значение выраженности такого линеамента подсчитывается правильно, однако это значение не является общей характеристикой линеамента, как это было бы, если бы линеаменты имели одинаковое распределение штрихов по всей длине, и на изображении не было бы областей без данных. Значение выраженности зависит от того, как линии линеаментов расположены на исследуемом участке и пересекают ли они область без данных. В итоге, набор линеаментов, с выраженностью выше некоторого порога, нельзя считать статистически достоверной характеристикой территории. Для такого описания предлагается использовать розы по штрихам и линии вытянутости.

Еще раз подчеркнем, что найденные протяженные линии действительно пунктирно присутствуют в рисунке, но отражают ли они интересующие пользователя объекты – кого-то интересуют разломы, а кого-то просеки – можно понять только при аккуратном изучении каждой линии и при её сопоставлении с другими тематическими данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г., Зверев А.Т., Гапонова Е.В., Зима А.Л. Исследование из космоса предвестниковой цикличности при подготовке землетрясений, проявляющейся в динамике линеаментных систем// Исследование Земли из космоса, 2012. No 1. С.3-20.

Горошко М.В., Гильманова Г.З., Рыбас О.В. Анализ цифровых моделей рельефа при геологических исследованиях Эльконского урановорудного района (Алдано-Становой щит)// Тихоокеанская геология. Т. 3, № 2, С. 61-11.

Зайцев В. А., Панина Л. В., Мануилова Е.А. Влияние ориентировки трещиноватости горных пород на характер новейших дислокаций Северо-Западного Кавказа// Материалы всероссийской научной конференции «Прикладные аспекты динамической геологии», посвященной 110-й годовщине со дня рождения Г.П. Горшкова (1909-1984), серия: Электронное научное издание, 2019, Издательство "Перо" Москва, С. 199 – 211.

Зверев А.В. Разработка методики автоматизированного линеаментного анализа космических изображений для решения природно-ресурсных и природоохранных задач Дис. … канд. тех. наук: 25.00.34. М., 2019. 121 с.

Златопольский А.А. Пакет прикладных программ выделения и анализа линейных элементов аэрокосмических изображений// Автоматизированный линеаментный анализ при структурно-геологических и металлогенических исследованиях. Л.: ВСЕГЕИ. 1988. С. 14-28.

Златопольский А.А. Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA)// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т.1. С.102-112.

Златопольский А.А. Новые возможности технологии LESSA и анализ цифровой модели рельефа. Методический аспект// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. № 3. С.38-46.

Златопольский А.А. Мультимасштабный анализ ориентации текстуры поверхности Земли. Особые масштабы// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т.9. № 3. С.26-37.

Златопольский А.А. Эффективное пространственное разрешение данных и инструмента. На примере мультимасштабного анализа ЦМР// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т.11. № 3. С.18-25.

Златопольский А.А., Кашницкий А.В. Инструмент анализа рисунка и линеаментов в информационных системах семейства "Созвездие-ВЕГА"// "Информационные технологии в дистанционном зондировании Земли - RORSE 2018". ИКИ РАН, 2019. С. 287-294.

Иванченко Г. Н. Интерпретация результатов автоматизированного дешифрирования данных дистанционного зондирования при оценке современной геодинамической обстановки : Дис. ... канд. физ.-мат. наук : 25.00.10 М., 2012.130 с.

Изосов Л.А., Чупрынин В.И., Мельниченко Ю.И., Ли Н.С., Крамчанин К.Ю. Разломная тектоника Япономорской впадины// Отечественная геология. 2018. № 3. С. 33-42.

Никулин С.Л., Коробко О.В. Автоматический и интерактивный подходы к построению сетей линеаментов космических снимков// Збірник наукових праць Національного гірничого університету. - 2015. - № 49. - С. 148-155.

Трофименко С.В., Гильманова Г.З., Никитин В.М., Колодезников И.И. Линеаментный анализ пространственного поля сейсмичности северного сегмента Амурской микроплиты// Наука и образование, 2016, №1, С.7-13.

Чернова, И.И. Нугманов, Р.И. Кадыров И.Ю. Автоматизированный линеаментный анализ. Учебно-методическое пособие. Казань: Казанский (Приволжский) федеральный университет, 2012. 38 с.

УДК 55(1/9)

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБРАБОТКИ МАССОВЫХ ЗАМЕРОВ ЗЕРКАЛ И БОРОЗД ТЕКТОНИЧЕСКОГО СКОЛЬЖЕНИЯ МЕТОДАМИ КАТАКЛАСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА РАЗРЫВНЫХ СМЕЩЕНИЙ Ю.Л. РЕБЕЦКОГО И КИНЕМАТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ГУЩЕНКО-АНЖЕЛЬЕ НА ПРИМЕРЕ ОПОРНОГО УЧАСТКА «МЫС ВЕСТНИК» (БАРЕНЦЕВО МОРЕ)

Агибалов А.О.[1], Бондарь И.В.[2], Зайцев В.А.[1], Сенцов А.А.[2], Гордеев Н.А.[2]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

[2]Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе изложены результаты анализа замеров зеркал и борозд тектонического скольжения в точке наблюдения 33-1, расположенной на мысе Вестник (Баренцево море), разными методами – Гущенко-Анжелье и кинематического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого (рис. 1). В пределах небольшого по площади участка были выполнены 100 замеров элементов залегания зеркал и борозд скольжения в кварцитопесчаниках мотовской свиты эйновской серии верхнего рифея (табл. 1). Полученное Ar-Ar методом для одного из зеркал скольжения определение изотопного возраста 720-740 млн. лет позволяет сделать предположение о том, что значительная часть зеркал скольжения на территории полуостровов Рыбачий и Средний образовалась в результате рифейской деформационой эволюции [Морозов и др., 2016]. Значимость проведенного анализа замеров зеркал скольжения заключается в том, что он позволил сопоставить полученные разными методами реконструкции положения главных нормальных осей напряжений, а также показать преимущества и недостатки программных продуктов STRESSgeol [Ребецкий и др., 2017] и FaultKin [Allmendinger et al., 1989].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Обработка замеров зеркал и борозд скольжения проводилась методами Гущенко-Анжелье, основы которого изложены в работах [Гущенко, 1973; Гущенко, 1979], и катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого с помощью программы STRESSgeol [Ребецкий, 2007; Ребецкий и др., 2009; Ребецкий и др., 2017]. Методика работ кратко описана в статье [Агибалов и др., 2019]. Важно отметить, что в 2016 году все замеры обрабатывались А.О. Агибаловым и В.А. Зайцевым методом Гущенко-Анжелье с помощью разработанной Р. Алльмендингером программы FaultKin [Allmendinger et al., 1989].

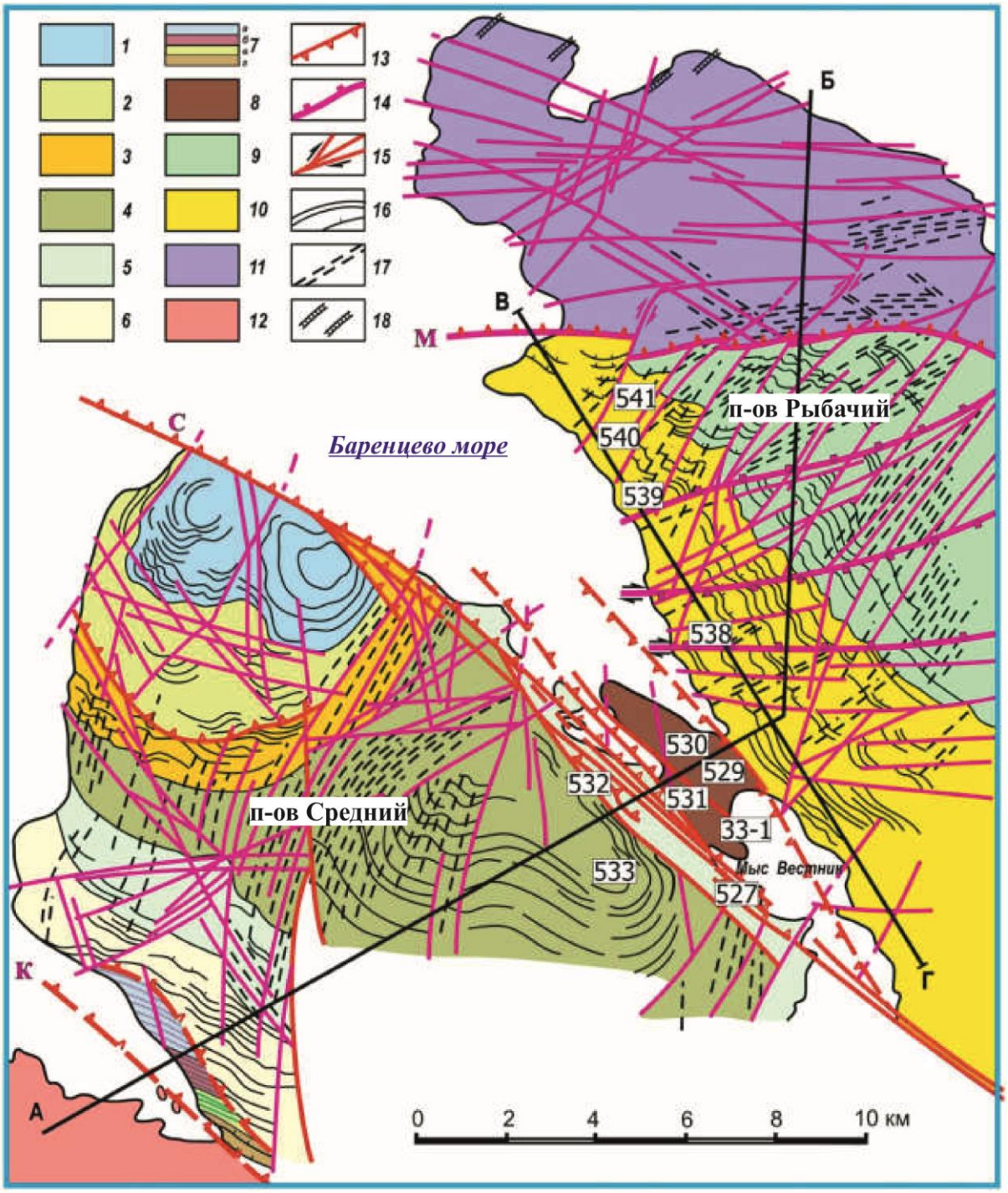


Рис. 1. Структурно-геологическая карта западной части полуостровов Рыбачий и Средний, в пределах которой на дневную поверхность выходят верхнерифейские образования [Морозов и др., 2016]: *1-2 – волоковая серия: 1 – туманская свита, 2 – куяканская свита; 3-7 – кильдинская серия: 3 – каруярвинская свита, 4 – землепахтинская, 5 – поропелонская, 6 –палвинская, 7 – иерновская, разделенная на толщи: аргиллитовую (а), пестроцветных песчаников (б), граувакковых песчаников (в), аркозовых песчаников (г); 8-10 –эйновская серия: 8 – мотовская свита, 9 – перевальная, 10 – лонская; 11 – скарбеевская свита; 12 – гранито-гнейсы архейского фундамента и дайки протерозойских метабазитов; 13 – наклонные разломы; 14 – пологие надвиги; 15 – секущие разрывы и знаки смещения по ним; 16 –первичная слоистость; 17 – наложенное рассланцевание и*

дробная делимость пород; 18 – дайки долеритов. Цифрами на карте отмечены опорные точки наблюдения.

Разделение замеров зеркал на несколько кинематических групп проводилось вручную на основе сходства ориентировок главных нормальных осей напряжений. В 2020 году замеры были обработаны с помощью программы Ю.Л. Ребецкого STRESSgeol, позволившей в автоматизированном режиме выделить 4 однородные выборки. Несмотря на то, что анализ замеров в обоих случаях осуществлялся одними и теми же авторами, выполнение сначала «визуальной» обработки, а затем, спустя значительное время, автоматизированной, свидетельствует в пользу объективности полученных результатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате обработки замеров зеркал и борозд скольжения методом Гущенко-Анжелье были выделены 4 кинематические группы, рассмотренные в статье [Морозов и др., 2016]. Предположительно, эти группы связаны с многочисленными разно ориентированными разрывными нарушениями и отражают разные типы напряженного состояния, проявившиеся в течение рифейской деформационной эволюции. В то же время, как показано в работе [Агибалов и др., 2016], по некоторым докембрийским дизъюнктивным структурам могли происходить динамические подвижки в новейшее время, сопровождавшиеся формированием зеркал скольжения.

В результате обработки замеров методом кинематического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого [Ребецкий и др., 2017], на последней, шестой, итерации расчетного цикла выделяются 4 однородные выборки (рис. 3). В целом, реконструкции положений главных нормальных осей напряжений данных выборок хорошо согласуются с полученными в ходе обработки замеров методом Гущенко-Анжелье данными. Так, выборке 1 соответствует кинематическая группа Б, выборке 2 – группа В, выборке 3 – группа А, выборке 4 – группа Г (табл. 2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ замеров зеркал скольжения разными методами позволил получить сходные результаты. Достоинствами использования программы Ю.Л. Ребецкого STRESSgeol являются высокая скорость обработки данных, наличие математического обоснования выделения однородных выборок [Ребецкий и др., 2017], включение большего количества замеров зеркал в общую совокупность однородных выборок (в то время как при выделении кинематических групп 30% замеров были исключены из рассмотрения). К достоинствам программы Р. Алльмендингера FaultKin относятся, на наш взгляд, простой

интерфейс, более наглядная (по сравнению с STRESSgeol) визуализация данных, а также возможность реконструкции положения главных нормальных осей напряжений для каждого замера. В целом, приведенные данные свидетельствуют о том, что в настоящее время целесообразно отказаться от выделения кинематических групп зеркал скольжения «вручную», поскольку автоматизированный анализ с помощью программы Ю.Л. Ребецкого STRESSgeol позволяет получить более достоверные и представительные результаты.

№ п/п	Азимут падения (в ^{0})	Угол падения (в ^{0})	Угол β (в ^{0})	Кинематический тип	группа
1	235	40	-7	w	2
2	250	15	-24	w	2
3	210	20	-9	s	4
4	320	40	-7	w	2
5	40	25	0	p	1
6	90	20	-30	s	2
7	185	50	40	w	2
8	85	60	-12	w	1
9	70	50	-6	w	4
10	213	50	27	s	2
11	210	35	46	w	4
12	265	75	-10	w	2
13	270	70	-16	w	2
14	70	65	-17	w	3
15	90	45	-45	w	3
16	150	20	50	s	1
17	160	40	32	s	1
18	320	40	-50	s	1
19	300	35	-18	w	2
20	200	50	47	w	4
21	60	45	-37	s	1
22	280	50	-23	w	2
23	250	30	57	s	2
24	345	45	7	w	1
25	80	60	-11	w	1
26	330	55	-19	s	1
27	230	80	-11	s	4
28	340	50	13	s	3
29	70	70	-11	w	1
30	310	40	16	w	1
31	300	35	18	s	2
32	235	40	0	p	4
33	200	40	51	w	4
34	255	35	37	w	4
35	240	65	17	w	4
36	25	60	35	s	4
37	285	30	31	w	4
38	70	30	-67	w	3
39	260	70	-8	w	2
40	280	40	0	l	2
41	315	40	40	s	2
42	275	45	-20	w	2

43	220	45	37	w	4
44	30	35	90	s	1
45	100	30	0	p	2
46	270	25	-24	w	2
47	305	50	-40	s	4
48	280	10	0	l	2
49	270	35	27	w	4
50	285	40	-26	w	2
51	260	20	50	w	4
52	240	20	0	p	4
53	340	30	-66	w	2
54	70	20	90	s	1
55	30	35	-37	s	1
56	65	25	90	w	3
57	65	25	54	s	1
58	245	30	31	s	2
59	110	30	-10	s	-
60	300	30	0	p	4
61	280	25	12	w	4
62	290	5	0	p	4
63	40	45	90	w	3
64	50	35	90	w	3
65	65	55	-79	w	3
66	280	30	10	w	4
67	165	25	-24	s	3
68	140	40	16	s	1
69	150	20	15	w	3
70	210	40	-50	s	4
71	45	25	-54	s	1
72	30	35	-60	s	1
73	50	40	-74	w	3
74	345	15	-43	s	1
75	60	20	0	l	4
76	50	20	-50	w	3
77	15	40	0	p	1
78	35	30	57	s	4
79	10	20	0	p	1
80	300	30	43	w	1
81	280	25	-38	w	2
82	50	20	-50	s	1
83	225	20	50	w	4
84	20	40	-24	s	1
85	65	40	-50	s	1
86	120	20	50	w	3
87	225	50	-23	w	3
88	320	40	0	p	1
89	225	60	0	p	4
90	295	30	57	w	1
91	25	35	0	p	1
92	230	40	24	s	2
93	280	30	-30	s	4
94	285	35	90	w	3
95	70	55	-44	w	3

96	70	60	-48	w	3
97	45	25	54	w	2
98	55	40	32	w	2
99	70	35	0	l	4
100	100	15	0	p	2

Табл. 1. Элементы залегания зеркал и борозд скольжения, измеренные в точке наблюдения 33-1 (мыс Вестник)

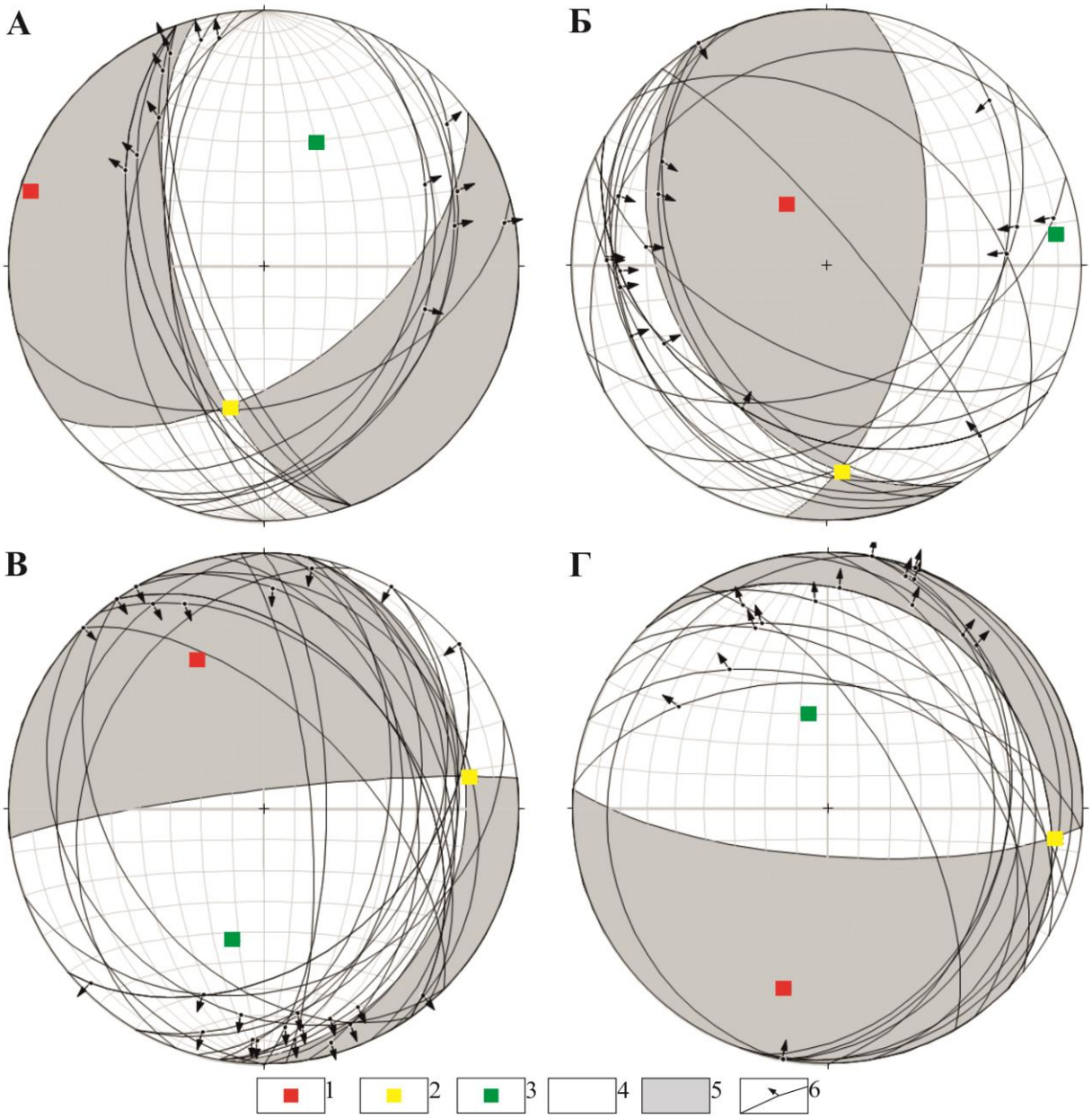


Рис. 2. Реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по замерам зеркал и борозд тектонического скольжения, выполненная методом Гущенко-Анжелье: *1-3 – главные нормальные оси напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения; 4 – области растяжения, 5 – области сжатия; 6 – поверхность зеркала скольжения и направления смещения по ней. Буквами обозначены кинематические группы.*

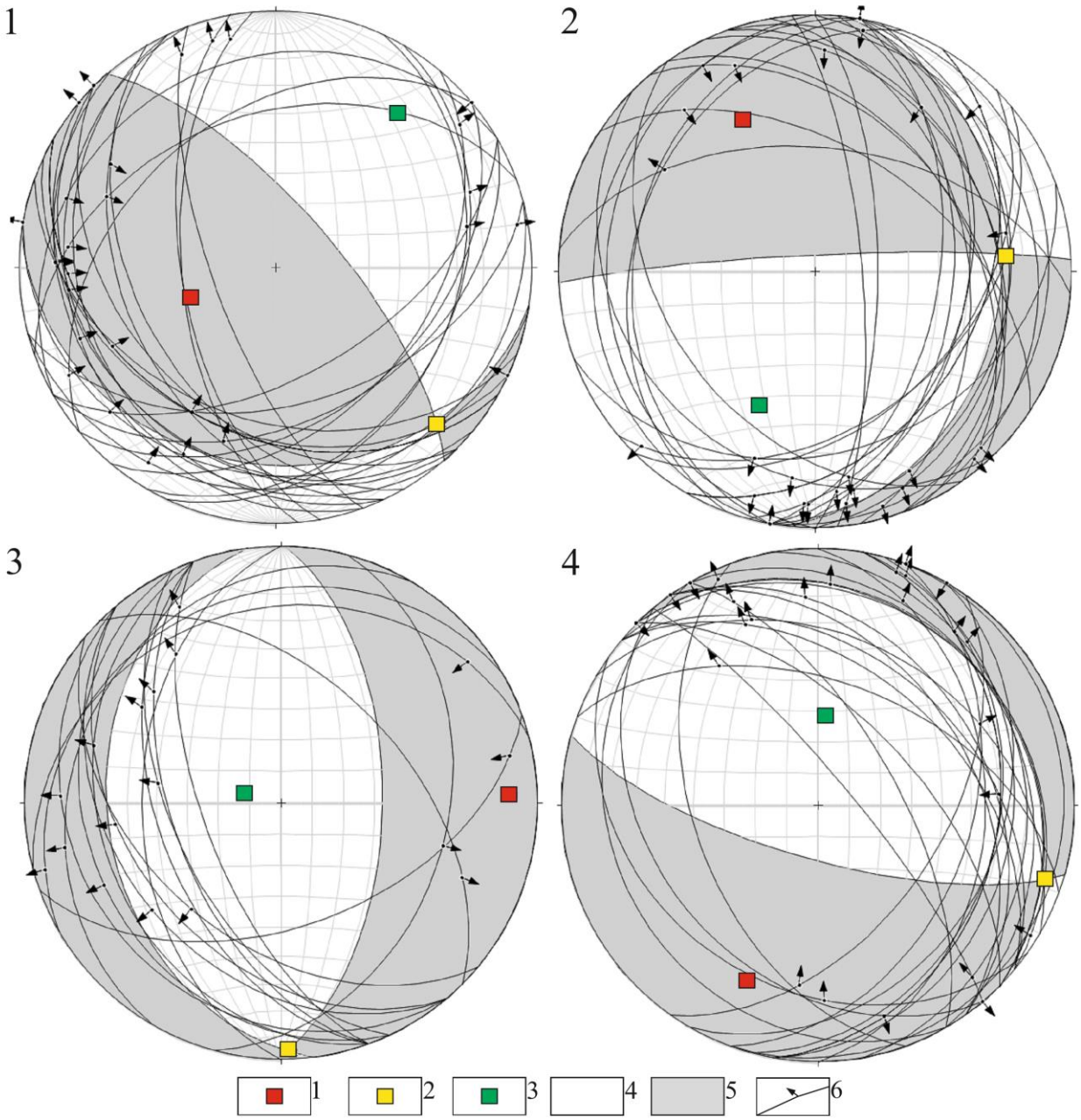


Рис. 3. Реконструкция положений главных нормальных осей напряжений по замерам зеркал и борозд тектонического скольжения, выполненная методом катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого (верхняя полусфера): *1-3 – главные нормальные оси напряжений: 1 – сжатия, 2 – промежуточная, 3 – растяжения; 4 – области растяжения, 5 – области сжатия; 6 – поверхность зеркала скольжения и направления смещения по ней. Цифрами (вверху) соответствуют номерам групп зеркал скольжения.*

группа	*N*	σ_1		σ_2		σ_3	
		Аз. пд.	*Угол пд.*	*Аз. пд.*	*Угол пд.*	*Аз. пд.*	*Угол пд.*
1	*28*	71^0	61^0	314^0	14^0	217^0	25^0
2	*28*	154^0	34^0	267^0	27^0	24^0	43^0
3	*17*	268^0	12^0	359^0	4^0	105^0	77^0
4	*26*	23^0	27^0	289^0	9^0	182^0	61^0
А	*14*	108^0	4^0	14^0	43^0	202^0	47^0
Б	*17*	145^0	66^0	357^0	20^0	262^0	11^0
В	*24*	155^0	35^0	261^0	21^0	15^0	47^0
Г	*15*	15^0	29^0	278^0	12^0	168^0	59^0

Табл. 2. Сопоставление ориентировок главных нормальных осей напряжений, определенных методами Гущенко-Анжелье и катакластического анализа разрывных смещений Ю.Л. Ребецкого. *σ_1 – ось сжатия, σ_2 – промежуточная ось, σ_3 – ось растяжения, N – количество зеркал, аз. пд. – азимут падения, угол пд. – угол падения. Одним цветом выделены группы зеркал скольжения, для которых установлено сходное положение главных нормальных осей напряжений (пояснения в тексте).*

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность заведующему лабораторией тектонофизики им. М.В. Гзовского ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН, доктору физико-математических наук Ю.Л. Ребецкому за предоставленную возможность использования программы STRESSgeol.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агибалов А.О., Бондарь И.В., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Бардышев Г.П. Реконструкция напряженно-деформированного состояния Северного Приладожья по геолого-кинематическим индикаторам // Динамическая геология. 2019. № 2. С. 32-43.

Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А. Влияние геологического строения и современного напряженного состояния на рельеф полуостровов Рыбачий и Средний (Кольский полуостров) // Бюллетень МОИП. Отдел геологический. 2016. Т. 91. № 4-5. С. 97-102.

Гущенко О.И. Анализ ориентировок сколовых тектонических смещений и их тектонофизическая интерпретация при реконструкции палеонапряжений // ДАН СССР. 1973. Т. 210. №2. С. 331-334.

Гущенко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформации в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 2-7.

Морозов Ю.А., Зайцев В.А., Агибалов А.О. Структурно-кинематическая эволюция и поле напряжений зоны взаимодействия конвергентных плит – Восточно-Европейской и Западно-Арктической // Труды всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». М., Перо, 2016. С. 95-99.

Ребецкий Ю.Л. Тектонические напряжения и прочность природных горных массивов. М.: ИКЦ «Академкнига», 2007. 406 с.

Ребецкий Ю.Л., Кучай О.А., Сычева Н.А. Метод катакластического анализа разрывных нарушений и результаты расчетов современного напряженного состояния в коре вблизи границ плит и для внутриплитнтых горно-складчатых орогенов // Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Материалы докладов Всероссийской конференции, г. Москва, 13-17 октября 2008 г. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 340-366.

Ребецкий Ю.Л., Сим Л.А., Маринин А.В. От зеркал скольжения к тектоническим напряжениям. Методики и алгоритмы. М.: ГЕОС, 2017. 234 с.

Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural geology algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press. 2012. 302 p.

УДК 550.9

КТО И/ИЛИ ЧТО ТОРМОЗИТ РАЗВИТИЕ ГЕОЛОГИИ?

Полетаев А.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

«Как в России, так и в Европе развитие науки о Земле тормозили церковные догмы».

НГ-РЕЛИГИИ. Среда 18 апреля 2018 года. С.15.

А, действительно, кто и/или что же тормозил (и тормозил ли?) в прошлом, тормозит в настоящем и будет тормозить в будущем развитие науки о Земле? И насколько можно верить тому утверждению, что вынесено в эпиграф?

Если задать эти вопросы в любом современном научном сообществе, то ответы прозвучат далеко неоднозначные. В далёком царском прошлом, скажут Вам, всему виной были церковники; в недалёком – советском – прошлом – партийные органы с их незыблемой идеологией *истмата* и *диамата*; в настоящее время тормозит науку целый букет факторов – от недофинансированности науки в целом до так называемых зарплат/недоплат научных сотрудников, а вот на вопрос, кто будет тормозить развитие науки о Земле, то бишь – Геологии – в будущем, может ответить разве что какой-нибудь писатель-фантаст… Но по порядку… В поисках собственного ответа «*перелистаем*» для начала некоторые страницы истории науки о Земле, освежим, так сказать, наши воспоминания о тех людях, а заодно и об их профессиональной принадлежности, стоявших у истоков Геологии и основных её направлениях.

Кто, например, впервые пытался «*вычислить*» возраст Земли?

Беда Досточтимый (ок. 673–735) – английский историк и теолог, по расчётам которого от сотворения Мира до Рождества Христова прошло 3952 года.

Джеймс Ашшер (Ашер, Ушер) (1581 – 1656) – ирландский англиканский архиепископ, богослов, историк-библеист и коллекционер исторических документов, один из основоположников библейской хронологии. Он – один из первых попытался применить методы научной хронологии к библейской истории, сопоставляя данные Библии с данными других источников. С помощью этих методов Ашшер пытался вычислить даты всех упоминающихся в Библии событий, до сотворения мира включительно. Тщательный анализ Ветхого завета и иудейского календаря позволил ему придти к неопровержимому, с его

точки зрения, выводу, что Бог создал нашу Вселенную в 3996 году до Рождества Христова: именно 24 октября, в субботу, в шесть часов вечера.

Характерно, что религиозные иудеи, на языке которых и написан Ветхий завет, никогда не были согласны с Его преосвященством. И в других религиях расчёты Джеймса Ашшера не нашли поддержки: если в иудаизме отсчет ведётся от 3760г. до н.э., то у католиков – от 4004г. до н.э., а у православных христиан – от 5508 г. до н.э. Более того, известно, что многочисленные расчёты, выполненные на основе картины «*сотворения мира*», изложенной в первых главах Библии, привели к появлению около 200 вариантов обсуждаемой даты, колеблющихся в интервале от 3483 до 6984г. до н.э. Тем не менее, деятельность Ашшера в Ирландии чтут до сего дня: в Тринити-колледже (Дублин) его именем названа одна из университетских библиотек, где хранятся книги по истории, языкознанию и философии.

А 24 октября 2004 года в здании Лондонского королевского геологического общества британские историки и богословы, геологи и археологи, астрофизики и представители других наук о Земле отпраздновали День рождения нашей Вселенной, сотворённой Господом Богом ровно 6 тысяч лет тому назад.

Очевидцы этого мероприятия утверждают, что первый тост английские учёные подняли за Творца, второй – за архиепископа англиканской церкви Джеймса Ашшера, который в далёком – 1650 – году и вычислил «*точный*» возраст окружающего нас Мира.

А что же Наука? Какими сведениями и материалами она располагает?

По данным, имеющимся на момент написания этого текста, считается, что наша Вселенная образовалась около 15 миллиардов лет тому назад в результате гигантского взрыва некоего первичного вещества материи, находящегося в так называемом – *сингулярном* – состоянии, характеризующимся минимальным объёмом, огромной плотностью и высочайшей температурой. Возраст Земли, образовавшейся из некоего протопланетного облака в результате сложнейшего сочетания ротационных и гравитационных процессов, определяется в 4,6 – 4,7 миллиардов лет…

Но это – сегодня! А чуть более полувека назад, в начале 40-х годов XX века, крупнейший геолог и мыслитель Владимир Иванович Вернадский (1863 – 1945) полагал, что возраст Земли составляет не более 1, 5 миллиарда лет. Ещё раньше – в конце X1X века – известный физик Кельвин (Уильям Томсон) (1824 – 1907) этот возраст ограничивал примерно 200 миллионами лет, а современник М.В. Ломоносова, известный французский естествоиспытатель Жорж Луи Леклерк Бюффон (1707 – 1788) – и того меньше: 74 тысячами лет.

Эти примеры демонстрируют, с одной стороны, стремительное – в течение последних трёх веков – развитие научных методов, позволяющих постоянно уточнять очень важный для Человечества вопрос, а с другой – не могут не наталкивать на мысль о возможном, ещё большем уточнении и времени «*сотворения*» Вселенной и «*даты*» образования Земли. Ведь, недаром же Л.Н. Толстой обронил когда-то очень знаменательную фразу: « *Мир, наверно, не такой, каким мы его познаём: будут другие орудия познания и будет другой мир*».

И последнее замечание в этом сюжете. Известно, что в древности существовали так называемые «*календари богов*», каждый год которых состоял из тысяч, а то и миллионов обычных лет. Так, например, древнегреческий мыслитель Гераклит был уверен, что один такой «*великий*» или «*мировой*» год состоял из 18 000 обычных лет, легендарный Орфей приравнивал такой год к 120 000, а Диоген Стоик – к 6 480 000 обычных лет.

Еще более грандиозным выглядит древне-индийский календарь богов, 360 обычных лет которого составляли один «*год богов*», 12 000 «*годов богов*», то есть 4 320 000 обычных лет, – образовывали уже «*великий год богов*» или так называемую «*югу богов*», а 1000 божественных «*юг*» равнялись одному «*дню Брахмы*», который продолжался, ни много - ни мало, 4 320 000 000 обычных лет.

Как ни странно, но продолжительность древнеиндийского «*дня Брахмы*» практически совпадает с современными представлениями о возрасте нашей планеты, который равняется, как указано выше, 4,6 – 4,7 млрд. лет.

Или – кто был предтечей стратиграфии и тектоники?

Любой студент геологического вуза знает имя Николауса Стено (Нильса Стенсена) (1638 – 1683) – датского королевского патологоанатома, который в 1669 году в книге «*De solido intra solidum naturaliter content*» - «*О твёрдом, естественно содержащемся в твёрдом*» на основе наблюдений горных поод герцогства Тосканы ввёл понятие о слое и его деформациях, заложив, таким образом, основы двух фундаментальных геологических наук – стратиграфии и тектоники. Но далеко не каждый студент-геолог и даже далеко не каждый остепенённый геолог знает, что Николаус Стено совсем ещё молодым человеком был рукоположен в 1675 году в священники, в 1677 году – в епископы**.**

Кто ввёл в научный оборот некоторые фундаментальные геологические термины?

Джон Плейфер (1747 – 1819) – шотландский математик, священник англиканской церкви, профессор Эдинбургского университета, считается одним из основателей современной европейской геологии: именно он в 1802 году в комментарии к работе Джеймса Хаттона «*Теория Земли*» ввёл в научный словарь термин *разрыв* – фундаментальнейшее понятие современной Геологии.

А через 20 лет в научный оборот был введён ещё один, ныне широко известный термин – *аллювий*. Кто это сделал? Уильям Бакленд (Бэкленд) (1784 – 1856) – знаменитый английский дилювианист, т.е. сторонник и пропагандист идеи Всемирного потопа: член Лондонского королевского общества и декан Вестминстерского аббатства. Он же, кстати, ввёл и термин *голоцен*, обозначающий последнюю – нынешнюю – стадию геологической истории, в которой более-менее благополучно существуют и автор этих строк и возможные их Читатели.

И кто, наконец, был первым, кто пытался ввести в научный оборот сам термин «*геология*»?

В 1473 году в Кёльне вышла книга «*Philobiblion*», в которой, в «*пику*» господствовавшей тогда теологии, т.е. науки «*о потустороннем*» мире и духовной жизни, предлагалась геология, изучавшая весь комплекс закономерностей и правил «*земного*» бытия. Кто же был автором этой ереси? Епископ Рихард (Ричард) де Бьюри…

В конце концов даже «*икона*» натуралистов XIX века Чарлз Дарвин (1809 – 1882) и тот готовился стать священником Англиканской церкви.

А наш знаменитый соотечественник, основоположник современного почвоведения Василий Васильевич Докучаев (1846 – 1903) не только родился и вырос в семье священника, но и получил начальное образование в Уездном духовном училище города Вязьмы, затем *первым учеником* окончил Смоленскую семинарию и даже учился непродолжительное время в Санкт-Петербургской духовной академии.

Приведённые примеры как-то не очень вяжутся с тезисом о «*торможении*» развития Геологии Церковью.

Были ли ещё силы, которые могли тормозить и, действительно, тормозили развитие Геологии? Конечно, были. Это, в первую очередь, чиновники любого ранга и уровня, которые на словах, как всегда, ратуют за прогресс и новации, но на деле к любым прогрессивным идеям и новациям относятся, как минимум, с большой осторожностью, как максимум – с ещё большей предубеждённостью. Не хочется здесь приводить примеры, поскольку большинству Читателей НГ они хорошо известны.

Лучше обратим внимание на поведение научной общественности и продемонстрируем её отношение не только к развитию Геологии, но к самому этому понятию / термину.

Чуть раньше было сказано, что одним из первых (в 1473 году) термин «*геология*» предложил епископ Де Бьюри из Кёльна. Никакого отклика у тогдашнего научного сообщества это терминологическое нововведение уважаемого епископа не вызвало.

Вторая попытка внедрения этого термина в научную жизнь была предпринята примерно через сто лет профессором логики и медицины Улиссом Альдрованди (1522 – 1605). Результат тот же самый. Третья попытка была совершена ещё примерно через сто лет норвежским исследователем М.П. Эшольтом (1600 – 1699), работа которого, посвящённая крупному землетрясению, произошедшему в Южной Норвегии, так и называлась *Geologia Norvegia* (1657). Итог, как не трудно догадаться, тот же. Четвёртая попытка «*узаконивания*» термина «*геология*» состоялась ещё через сто лет (в 1778 году) и связана она, по мнению известного русского учёного Ф.Ю. Левинсон-Лессинга, с именем швейцарского учёного Жана Андре Делюка (1727 – 1817).

Из этих примеров видно, как научное сообщество, казалось бы, более прогрессивное по сравнению с ретроградами-церковниками, в течение трёх (!) веков не торопилось с принятием даже термина «*геология*». Это – первое.

Из этих же примеров также ясно видна колоссальная инерционность, если хотите, заторможенность научного знания, не сразу и не вдруг принимающего различные, в том числе и терминологические, новации. Это – второе и, пожалуй, самое главное.

Есть и ещё один вид торможения любой науки, в том числе, и геологической: идеологический.

Яркий пример тому – судьба выдающегося русского геолога Дмитрия Ивановича Мушкетова (1882 – 1938) – сына знаменитого геолога Ивана Васильевича Мушкетова (1850 – 1902). Дмитрий Иванович был членом геологических и географических обществ Германии, Бельгии, Франции, Англии, Китая, США. Он принял участие в подготовке и проведении Международных геологических конгрессов в Брюсселе (1922), в Мадриде (1926), в Претории (1929); пользовался мировой известностью и огромным авторитетом среди геологов.

Дмитрий Иванович Мушкетов приложил очень много усилий, чтобы очередная сессия Международного геологического конгресса (МГК) состоялась в Москве. Его старания не прошли даром: сессия, как и хотел Д.И. Мушкетов, в Москве была проведена в 1937 году, но… Но без её основного вдохновителя и организатора, т.к. Дмитрий Иванович и несколько его соратников / сотрудников буквально накануне открытия МГК были арестованы, а сам он в 1938 году расстрелян. В результате этого работы и самого Д.И. Мушкетова, а заодно и его отца – И.В. Мушкетова – очень долгое время как бы не замечались…

Как говорилось в те годы, «*нет человека – нет проблем…*». Хотя мощный (908страниц!) том «*Физической геологии*», изданный в 1935 году под фамилиями Ивана Васильевича и Дмитрия Ивановича Мушкетовых ещё долго служил основой многих современных учебников по «*Общей геологии*», «*Динамической геологии*» и т.п. Обычно

страшные события 37 года в нашей стране списывают на так называемые «*сталинские репрессии*». Но как быть с событиями 60 – 80-х годов, когда, в связи с резкой сменой геологической парадигмы с так называемого *фиксизма* на так называемый *мобилизм*, были искалечены не только научные судьбы, но иногда и жизни многих учёных, причём – с обеих сторон.

И такая ситуация практически не изменилась, т.к. многие научные советы и в текущем XXI веке не очень охотно принимают к защите диссертации, которые не отвечают умонастроениям членов этих советов.

О грантах даже и говорить не хочется. Недаром же сегодня некоторые исследователи прямо пишут: «*Для того чтобы в РАН организовать новую программу, нужно быть приближенным к начальству или иметь доступ к финансовому потоку*» («*Новая газета*», №45, 27.042018, с. 17).

В заключение нельзя не привести ещё один пример «*торможения*» развития науки о Земле. В начале 2000-х годов вышла целая серия книг под общим названием «*Концепции современного естествознания*», написанных на базе лекционных курсов. В этих книгах, как сказано в аннотации одной из них, рассмотрены «*основные концепции естествознания*», составляющие «*ядро современной научной картины мира*».

И, правда, в них рассмотрены самые различные концепции: от концепции расширяющейся Вселенной до концепций происхождений Жизни и Человека, а внутри концепций – вопросы: от атомизма древности до синэргетики, от проблемы «*золотого сечения*» до Ленинского (!) принципа неисчерпаемости материи…

Но вот, что странно: только в двух из четырёх книг «*Концепции*…», имеющихся в домашней библиотеке автора, имеются материалы, связанные с Геологией. В двух других о Геологии и её представителях сказано ничтожно мало, как будто эта наука – наука о планете, на которой живут и трудятся авторы указанных учебников, не представляет интереса ни для них, ни для студентов, которым эти учебники и предназначены. Такое вот оригинальное, можно сказать, «*междисциплинарное*» торможение науки о Земле.

Таким образом, приходится, простите за тавталогию, придти к однозначному выводу: оказывается, «*торможение*» научного сообщества может ничуть не уступать «*торможению*» других человеческих институтов – церковного, партийного и прочих.

Что ждёт научное сообщество в будущем? Кто или что будет тормозить развитие Геологии в будущем? Любые прогнозы, как известно, – гиблое дело! Одно можно утверждать с полной определённостью – эти «*кто-то*» или «*что-то*» обязательно найдутся.

Поскольку эти «*кто-то*» или «*что-то*», судя по 500-летнему развитию Геологии, являются обязательными составляющими её Развития.

P.S. Нельзя не отметить, что тормозить развитие науки могут и личные ошибки, предвзятости и сомнения учёных. Как тут не вспомнить великого австрийского геолога Х1Х века Эдуарда Зюсса (1831 – 1914), создавшего на рубеже XIX и XX веков настоящую, почти 1000-страничную геологическую энциклопедию под названием «Лик Земли», т.е. обладавшего огромными геологическими знаниями, но в то же время признававшегося, что развитие его взглядов на строение земной коры можно представить «*как результат путешествия от одного заблуждения к другому*» [*Хаин, Рябухин*, 2004, с. 99].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. М.: Изд-во МГУ. 2004. 320 с.

УДК 550.9

«СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА» КАК ПРИМЕР ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОГНИТИВНОГО ДИССОНАНСА

Полетаев А.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

На прямо поставленный вопрос: *С чего начинается познание*? – многие отвечающие начинают ссылаться то на Платона, который якобы полагал, что «*Познание начинается с припоминания*», то на Аристотеля, который, вероятно, в пику своему старшему коллеге, считал, что «*Познание начинается с удивления*».

Большинство первокурсников геологического, географического и почвенного факультетов нашего Университета на этот вопрос, как правило, отвечали: – *С наблюдения.*

И с ними трудно не согласиться. Моё познание основ «*Сравнительной тектоники*» также началось с наблюдения. И вот к чему это привело.

Профессор нашей кафедры Роман Витальевич Веселовский предложи мне побыть два часа приглашённым преподавателем и прочитать на курсе «*Геотектоника*», который ведёт Роман Витальевич, лекцию на тему «*Сравнительная тектоника Земли и других планетных тел*». До этого мне приходилось несколько семестров бывать приглашённым доцентом в Академии МЧС, в Университете «*Природа, Общество и Человек*» в Дубне, в МГОУ имени В.С. Черномырдина. В родном МГУ до этого момента быть приглашённым преподавателем не приходилось. Но от судьбы, как известно, не уйдёшь, и я, конечно же, согласился. Тем более, что тема мне была небезразлична и с точки зрения тектоники: как никак я окончил кафедру динамической геологии, профильным предметом которой как раз и является «*Геотектоника*», и с точки зрения изучения планет, т.к. пришлось в своё время читать на нашей кафедре курс «*Сравнительной планетологии*».

Для начала решил выяснить, что в настоящее время понимается под термином «*Сравнительная тектоника*». Забегая вперёд, хочу сказать, что от того, что я узнал, удивлению моему не было предела.

В 1-ом томе «*Геологического словаря*», изданного центральным геологическим издательством «*Недра*» в 1973 году, описаны: «*геотектоника историческая*», «*геотектоника морфологическая*», «*геотектоника описательная*» (указано, что это синоним термина *геология структурная*), «*геотектоника прикладная*», «*геотектоника региональная*» и «*геотектоника экспериментальная*»: «*сравнительная геотектоника*» отсутствует. Во 2-ом томе «*Геологического словаря*» [1973] описаны: «*тектоника бициклическая*», «*тектоника*

живая», «*тектоника новая глобальная*», «*тектоника новейшая*», «*тектоника разрыхления*», «*тектоника региональная*», «*тектоника сжатия*», «*тектоника соляная*», «*тектоника трещинная*»; «*сравнительная тектоника*» не указана.

В справочнике, составленном В.Г. Черновым «*Науки геологического цикла*» [1996] есть «*сравнительная кристаллохимия*», «*сравнительная планетология*», «*сравнительная субдуктология*», есть даже «*линеаментная тектоника*», а «*сравнительной тектоники*» – нет!

В фундаментальном учебнике «*Геотектоника с основами геодинамики*» [Хаин, Ломизе, 2005] выделены: «*морфологическая геотектоника*, чаще называемая *структурной геологией* или просто тектоникой», а также «*региональная геотектоника*», «*историческая геотектоника*», «*неотектоника*», «*актуотектоника*», «*экспериментальная тектоника*», «*сейсмотектоника*», даже «*тектоническая картография*», а «*сравнительная тектоника*» не указана. Правда, на следующей странице описан «*Метод сравнительной тектоники*», что выглядит уж совершенно странно: наука не указана, а метод её дан. Здесь, пожалуй, вопрос следует задать уже не авторам, а редакторам данного учебника.

Закономерно возникает вопрос: а были ли работы, посвящённые «*сравнительной тектонике*»? Оказывается, были! Да ещё какие!

В 1924 году Ганс Штилле издал книгу «*Основы сравнительной тектоники*», в которой был помещён список «*канон*» орогенических фаз, «*выделенных по распространению угловых несогласий в фанерозойских разрезов континентов*» [Хаин, Рябухин, 2004].

«*Сравнительной тектонике*» посвящали свои статьи академик Н.С. Шатский [Шатский, 1946], член-корреспондент АН СССР М.В. Муратов [Муратов, 1966] и другие известные геологи [Чиков, 1977, и др.].

В 1964 году в издательстве наука вышел сборник работ, прямо названный «*Вопросы сравнительной тектоники древних платформ*» [Вопросы…, 1964]. Во «*Введении*» к данному сборнику сообщается, что в нём «…предлагается 14 статей, написанных различными авторами. Все эти работы подготовлены на материалах совещания по проблемам тектоники (Совещание по проблемам тектоники проходило в Москве, в феврале 1963 года – А.П.), причём содержание большей части представленных работ было доложено и обсуждалось на заседаниях секции «*Тектоника древних платформ*». В книге в той или иной степени отражено современное состояние того направления геотектонических исследований, которое довольно давно было намечено А.Д.Архангельским и, особенно, Н.С. Шатским и продолжено их многочисленными последователями и учениками» [Вопросы…, 1964]. Также указано, что «Среди работ, публикуемых в настоящем издании, преобладают исследования

регионального характера. В них освещена тектоника либо некоторых крупных платформ неогея (например, работа Т.Н. Спижарского о тектонике Сибирской платформы), либо изложены новые данные и новые представления о морфологии и развитии частных структур различных древних платформ – Русской (работы В.В. Жданова, Е.М. Люткевича, А.П. Панкратова и других – А.П.), Сибирской (статья М.А. Жаркова и С.М. Замараева) и Гиперборейской (статья Г.С. Гусева)» [Там же, с. 6].

А где же «*Вопросы сравнительной тектоники*»? Оказывается, только в названии сборника.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. – М.: Наука, 1964.– 156с.

Геологический словарь. Т.2. – М.: «Недра», 1973. 456с.

Журавлёв В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. – М.: Наука, 1972 (Труды ГИН АН СССР. Вып. 232).

Леонов М.Г. Онежская мульда и Мичиганский бассейн: сравнительная геодинамика и образование внутриплитных отрицательных морфоструктур // Геотектоника. 2004. №3. С. 31 – 54.

Менье С. Сравнительная геология или геология небесных тел. Спб., 1896.

Муратов М.В. Сравнительная тектоника фундамента древних платформ и история их формирования // Изв. высш. учеб. заведений. Сер. геол. и разведка, 1966, №3. С. 3 – 48.

Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей: Сравнение // Геотектоника, 1973, №3, с. 3 – 13.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник – 2-е изд., испр. и доп. – М.: КДУ, 2005. – 560с.

Хаин В.Е., Рябухин А.Г. История и методология геологических наук. – М.: МГУ, 2004. – 320с.

Чернов В.Г. Науки геологического цикла: Справочник. – М.: Изд-во МГУ, 1996. – 224с.

Чиков Б.М. Сравнительная тектоника срединных массивов складчатых областей докембрия и фанерозоя. – Новосибирск, «*Наука*», 1977. 52с.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Ст. 1//Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, №1. С. 5 – 62.

УДК 551.3

ОЦЕНКА ВЗАИМОСВЯЗИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА УОПЭЦ «ЧАШНИКОВО» МГУ им. М.В. ЛОМОНОСОВА

Чичекина Е.М., Агибалов А.О.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

ВВЕДЕНИЕ

С 1978 года на территории УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова (Солнечногорский район Московской области) проводится практика студентов 1 курса факультета почвоведения, цель которой - показать на конкретных примерах и в природной обстановке роль геолого-геоморфологических факторов в формировании и эволюции почвенного покрова [Панина и др., 2017]. Использование современных данных (детальной карты почв [Кириллова и др., 2015], космических изображений) и способов их обработки с применением ГИС-технологий позволило по-новому на количественном уровне оценить степень взаимосвязи геоморфологического строения и почвенного покрова УОПЭЦ «Чашниково». На наш взгляд, полученные результаты будут интересны широкому кругу читателей, прежде всего, сотрудникам и студентам геологического факультета и факультета почвоведения, принимающих участие в работе Чашниковской практики.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве фактического материала, положенного в основу работы, использовалась составленная Н.П. Кирилловой и ее коллегами [2015] карта почв, а также разработанная нами геоморфологическая схема изучаемого участка, расположенного в непосредственной близости от базы МГУ. При составлении этой схемы были проанализированы космические изображения, детальные топографические карты, учитывались результаты полевых наблюдений, полученных в июне 2019 за время проведения геолого-геоморфологической практики. Основные принципы построения данной схемы описаны в руководстве [Панина и др., 2017]. Методика исследований заключалась в сопоставлении этой схемы (рис. 1) и карты почв (рис. 2). С помощью программы ArcGis было рассчитано, какую долю площади определенных элементов рельефа (поймы, поверхностей водоразделов и т. д.) занимают разные типы и подтипы почв.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

В результате исследования было установлено, что наибольшее разнообразие подтипов почв наблюдается на пойме р. Клязьма (включая конусы выноса). Здесь преобладают собственно-аллювиальные лугово-болотные (30% от площади поймы) и болотные

аллювиальные иловато-торфяные (16%) почвы, не встречающиеся в пределах других форм рельефа, расположенных гипсометрически выше. На уровне первой надпойменной террасы развиты преимущественно торфяно-глеевые и болотные низинные торфяные почвы, занимающие 43% и 19% от всей площади склона и площадки первой террасы, соответственно. На третьей надпойменной террасе, сложенной флювиогляциальными отложениями московского времени, встречаются 3 подтипа почв - дерново-подзолистые (занимающие 54% площади), освоенные дерново-подзолистые (41%) и дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные (5%). На поверхностях водоразделов и прилегающих к ним склонах представлены только освоенные дерново-подзолистые почвы. На склонах полигенного генезиса, расположенных преимущественно на гипсометрическом уровне третьей надпойменной террасы, наблюдаются дерново-подзолистые (55%) и освоенные дерново-подзолистые (40%) почвы. Более подробно данные о соотношениях типов и подтипов почв с геоморфологическим строением рассмотрены в табл. 1 и 2, соотношение типов и подтипов почв показано в табл. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, проведенные исследования позволили получить новые количественные данные о взаимосвязи геоморфологического строения и почвенного покрова района УОПЭЦ «Чашниково» и сделать вывод о значительном влиянии рельефа на закономерности распределения разных типов почв по территории.

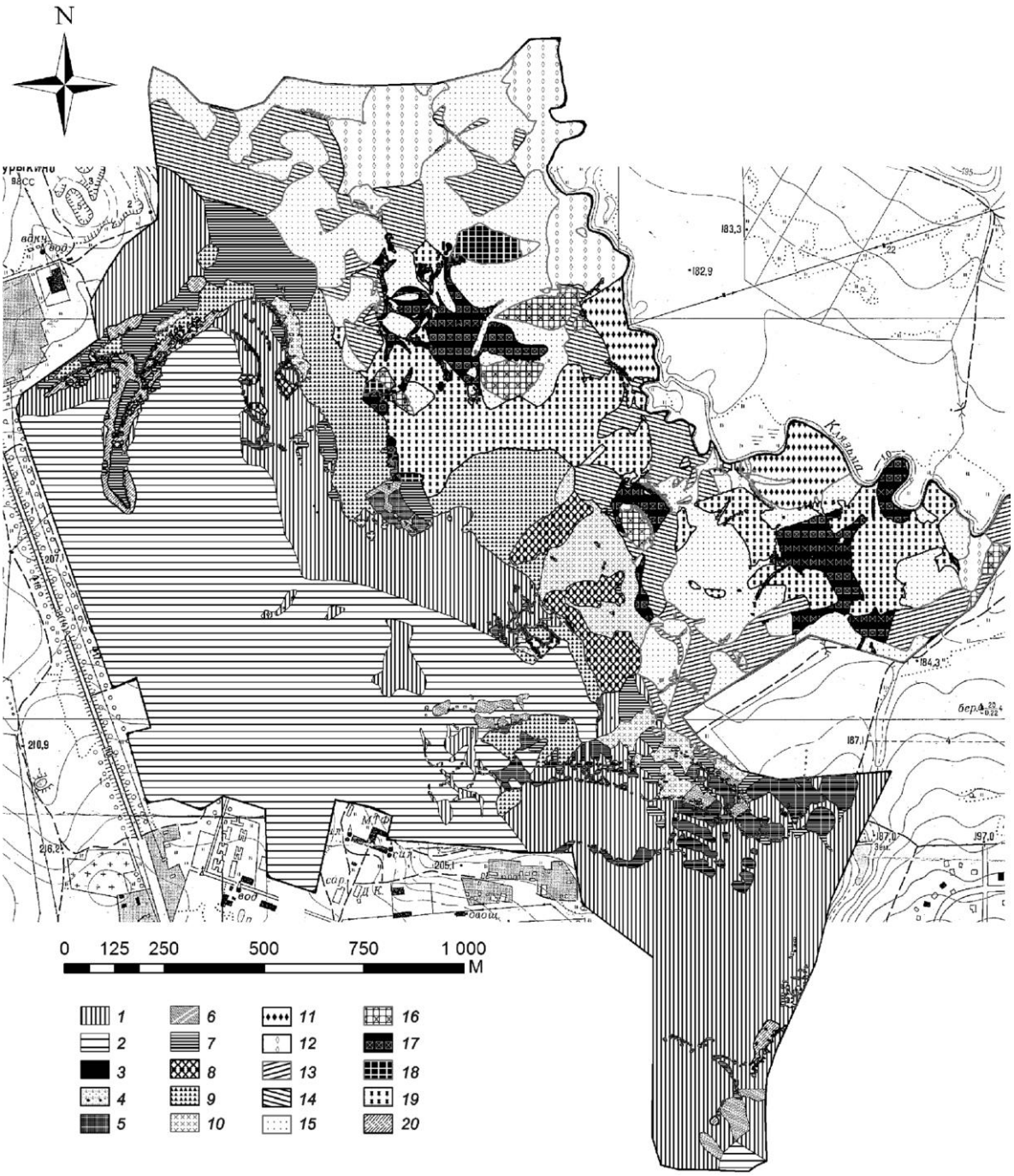


Рис. 1. Карта почв УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова [Кириллова и др., 2015].

Цифрами показаны разные подтипы почв (см. табл. 1).

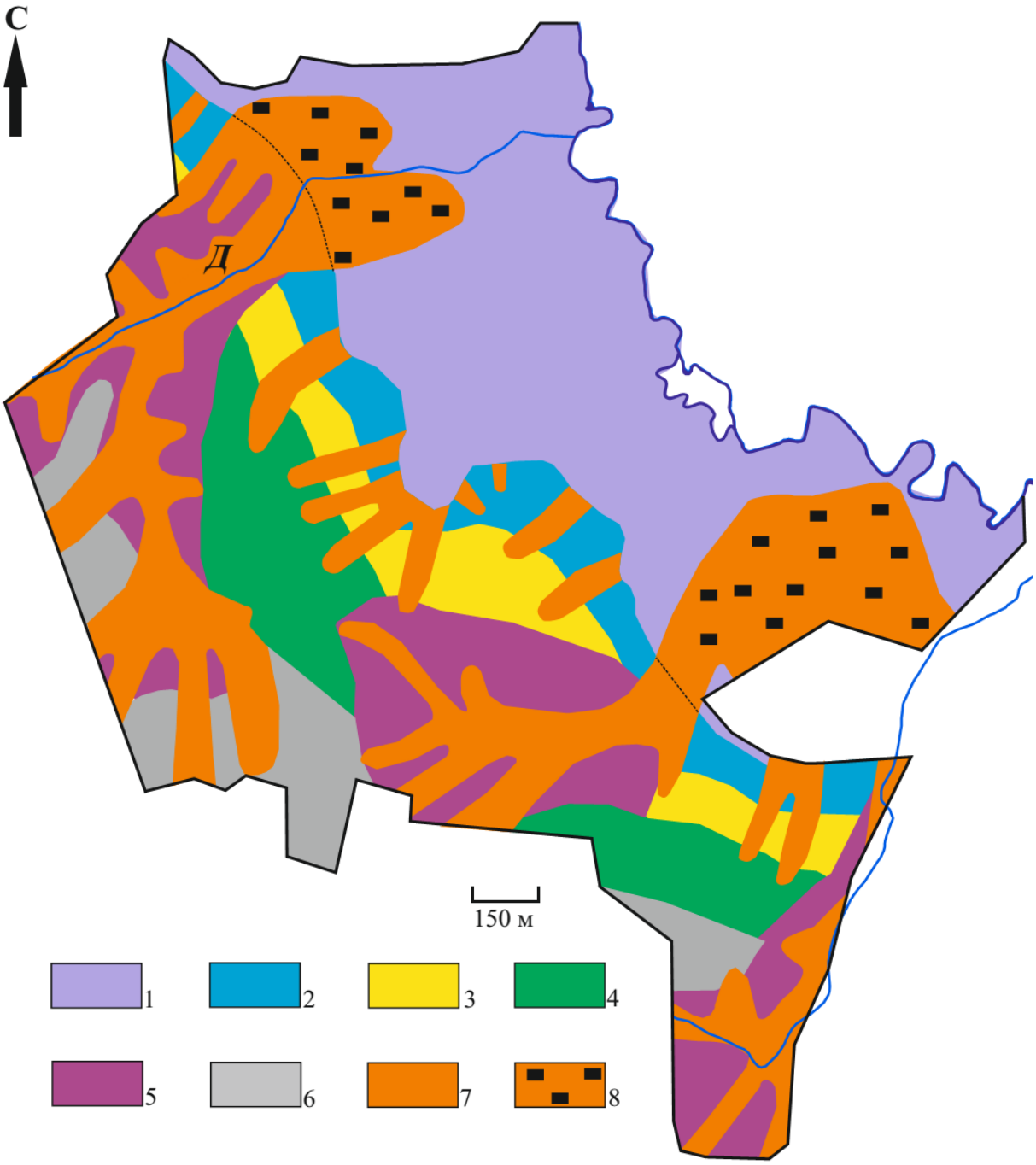


Рис. 2. Геоморфологическая схема УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова: *1 – пойма р. Клязьмы и склон, прилегающий к ней; 2 – поверхность первой надпойменной террасы и прилегающий к ее площадке склон, 3 - поверхность второй надпойменной террасы и прилегающий к ее площадке склон, 4 – третий надпойменный уровень р. Клязьмы; 5 – склоны полигенного генезиса; 6 – поверхности и склоны водоразделов; 7 – овраги и балки; 8 – конусы выноса; Д – Дурыкинский овраг. Границы изображенного участка соответствуют показанным на рис. 1.*

№	Подтип почв	Доля, которую занимает данный подтип от площади… (в %)					
		поймы	1 террасы	2 террасы	3 террасы	водоразделов	СПГ
1	дерново-подзолистые	-	5	62	41	-	40
2	освоенные дерново-подзолистые	-	-	8	54	100	55
3	торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные	-	-	-	-	-	-
4	торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные	-	-	-	-	-	-
5	дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные	-	13	5	5	-	-
6	дерново-подзолистые грунтово-оглеенные	-		-	-	-	3
7	дерново-грунтово-глееватые	-	7	9	-	-	2
8	перегнойные грунтово-глеевые	-	2	1	-	-	-
9	болотные низинные (типичные) торфяно-глеевые	4	43	9	-	-	-
10	болотные низинные (типичные) торфяные	3	19	1	-	-	-
11	собственно аллювиальные дерновые кислые	4	-	-	-	-	-
12	аллювиальные дерновые кислые	11	-	-	-	-	-

	оподзоленные						
13	аллювиальные луговые кислые слоистые	5	-	-	-	--	-
14	собственно аллювиальные луговые кислые	13	8	5	-	-	-
15	собственно-аллювиальные лугово-болотные	30	-	-	-	-	-
16	аллювиальные лугово-болотные оторфованные	3	-	-		-	-
17	аллювиальные болотные перегнойно-глеевые	10	-	-	-	-	-
18	болотные аллювиальные иловато-торфяно-глеевые	1	-	-	-	-	-
19	болотные аллювиальные иловато-торфяные	16	-	-	-	-	-
20	собственно дерновые	-	3	-	-	-	-

Табл. 1. Соотношение подтипов почв и элементов рельефа района УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова: *СПГ – склоны полигенного генезиса*

Тип почв	***Доля, которую занимает данный тип почв от площади… (в %)***					
	поймы	***1 террасы***	***2 террасы***	***3 террасы***	***водоразделов***	***СПГ***
подзолистые		*5*	*70*	*95*	*100*	*95*
болотно-подзолистые		*13*	*5*	*5*		*3*
дерново-глеевые		*9*	*10*			*2*
торфяные болотные низинные	*7*	*62*	*10*			
аллювиальные дерновые кислые	*15*					
аллювиальные луговые кислые	*18*	*6*	*5*			
аллювиальные лугово-болотные	*33*	*2*				
аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые	*10*					
дерново-глеевые	*17*					
дерновые		*3*				

Табл. 2. Соотношение типов почв и элементов рельефа района УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова: *СПГ – склоны полигенного генезиса*

Тип почв	Подтипы почв
подзолистые	дерново-подзолистые (1), освоенные дерново-подзолистые (2)
болотно-подзолистые	торфянисто-подзолистые поверхностно-оглеенные (3), торфянисто-подзолистые грунтово-оглеенные (4), дерново-подзолистые поверхностно-оглеенные (5), дерново-подзолистые грунтово-оглеенные (6)
дерново-глеевые	дерново-грунтово-глееватые (7), перегнойные грунтово-глеевые (8)
торфяные болотные низинные	болотные низинные (типичные) торфяно-глеевые (9), болотные низинные (типичные) торфяные (10)
аллювиальные дерновые кислые	собственно аллювиальные дерновые кислые (11), аллювиальные дерновые кислые оподзоленные (12)
аллювиальные луговые кислые	аллювиальные луговые кислые слоистые (13), собственно аллювиальные луговые кислые (14)
аллювиальные лугово-болотные	собственно-аллювиальные лугово-болотные (15), аллювиальные лугово-болотные оторфованные (16)
аллювиальные болотные иловато-перегнойно-глеевые	аллювиальные болотные перегнойно-глеевые (17)
дерново-глеевые	болотные аллювиальные иловато-торфяно-глеевые (18), болотные аллювиальные иловато-торфяные (19)
дерновые	собственно дерновые (20)

Табл. 3. Типы и подтипы почв, развитые на территории УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова, по [Кириллова и др., 2015]

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кириллова Н.П., Силева Т.М., Ульянова Т.Ю., Розов С.Ю., Ильяшенко М.А., Макаров М.И. Цифровая почвенная карта УОПЭЦ «Чашниково» МГУ им. М.В. Ломоносова // Вестник Московского университета. Серия 17. Почвоведение. 2015. С. 22-29.

Панина Л.В., Зайцев В.А., Полетаев А.И., Сироткина О.Н., Симонов Д.А. Чашниковская впадина и ее обрамление (геология, геоморфология, структурные особенности и современные геологические процессы): Методическое руководство по проведению «Геолого-геоморфологической практики» студентов 1 курса факультета почвоведения МГУ имени М.В. Ломоносова / Под ред. Л.В Паниной М.: МАКС Пресс, 2017. 162 с.

9 785001 710615

ДИНАМИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Электронный научно-образовательный журнал 2020/1

Издательство «Перо»
109052, Москва, Нижегородская ул., д. 29-33, стр. 15, ком. 536
Тел.: (495) 973-72-28, 665-34-36
Подписано к использованию 13.04.2020.
Объем 7 Мбайт. Электрон. текстовые дан. Заказ 265.