

Санкт-Петербургский государственный университет

БИЛАЯ Наталья Андреевна

Выпускная квалификационная работа

***Эколого-геохимические особенности почв вулканического плато
Толбачинский Дол***

Уровень образования: бакалавриат
Направление 05.03.06 «Экология и природопользование»
Основная образовательная программа
СВ.5024. «Экология и природопользование»
Профиль 06 «Экология и недропользование»

Научный руководитель:
доцент кафедры экологической геологии,
кандидат геолого-минералогических наук
Зеленковский Павел Сергеевич
Научный консультант:
старший научный сотрудник лаборатории
общей геоботаники БИН РАН,
кандидат биологических наук
Кораблев Антон Павлович

Рецензент:
заведующий лабораторией
общей геоботаники БИН РАН,
доктор биологических наук
Нешатаева Валентина Юрьевна

Санкт-Петербург
2020

Оглавление

Введение	3
1 Характеристика района исследования	5
1.1 Геологическое строение	5
1.2 Рельеф.....	7
1.3 Климат	8
1.4 Почвенный покров	9
1.5 Растительность	14
2 Обзор литературы	16
2.1 Особенности геологии Толбачинской зоны моногенных конусов.....	16
2.2 Большое трещинное Толбачинское извержение	20
2.3 Особенности почв на плато Толбачинский дол	22
2.4 Особенности растительности плато Толбачинский дол.....	25
2.5 Природоохранная деятельность на исследуемой территории	26
3 Материалы и методы	29
3.1 Полевые работы.....	29
3.2 Лабораторные исследования	30
3.3 Статистическая обработка и графические построения.....	31
4 Результаты и обсуждение	32
4.1 Геохимическая характеристика почвообразующей породы (тефры) всей исследуемой территории	32
4.2 Характеристика растительности на исследуемых пробных площадях.....	39
4.3 Характеристика различия элементного состава тефры на участках лавовых потоков Алаид и Клешня	41
4.4 Описание и объяснение различий между растительными сообществами на участках лавовых потоков Алаид и Клешня	47
Заключение.....	50
Благодарности	52
Список литературы.....	53

Введение

Формирование почв и растительности при активной деятельности вулканов – очень специфичный процесс. Несомненно, вулканизм существенно влияет на процесс почвообразования и на экосистемы в целом.

Геохимические условия формирования почв на Камчатке отличаются высоким контрастом, поскольку даже находящиеся на расстоянии нескольких километров друг от друга вулканы могут существенно отличаться по химическому и минералогическому составам продуктов извержений, что позволяет изучать разнообразие процессов формирования почв и их связи с подстилающими горными породами.

Толбачинский дол, расположенный в центральной Камчатке, представляет собой вулканическое плато, его центральную часть занимают обширные пеплово-шлаковые поля и лавовые потоки, на которых медленно формируется растительный покров, идёт процесс первичной сукцессии. Экологическую роль почвы на Толбачинском доле выполняет рыхлый пирокластический осадок – тефра. И даже на небольшой территории нашего исследования (около 12 км²) наблюдается разнообразие подстилающих пород, рельефа и других экологических факторов, которое может создавать различные условия формирования почв и растительного покрова, в связи с чем исследование закономерностей влияния эколого-геохимических особенностей материнских пород Толбачинского дола на формирование почвы и растительности является **актуальной** задачей.

Ранее подобные взаимосвязи на плато Толбачинский дол изучены не были, а характеристика элементного состава тефры была дана лишь для южного участка плато (Васильев Н., 2019).

Кроме того, вулканическое плато Толбачинский находится на территории объекта всемирного наследия ЮНЕСКО «Вулканы Камчатки» (природный парк «Ключевской»), при чем данная территория является весьма популярной среди туристов, в связи с чем актуальная информация об особенностях формирующихся почв и растительных сообществ на плато является весьма ценной. Впоследствии данная информация будет направлена в администрацию природного парка «Ключевской».

Цель работы — изучить геохимические особенности формирующихся почв вулканического плато Толбачинский дол близ лавовых потоков Клешня и Алаид и проанализировать взаимосвязь состава тефры с характером растительных сообществ, произрастающих на них.

Для достижения цели перед нами были поставлены следующие **задачи**:

1. Определить элементный состав проб тefры на всей изучаемой территории, включая участки выходов на поверхность разных по составу лавовых потоков Клешня и Алайд, и выявить закономерности распределения валового содержания определенных элементов.

2. Проанализировать различие геохимических особенностей и растительных сообществ на двух разных лавовых потоках (Клешня и Алайд) и выявить факторы, определяющие данное различие.

3. Охарактеризовать взаимосвязь элементного состава тefры на участках лавовых потоков и погребенной лавы с характером растительных сообществ, произрастающих на них.

1 Характеристика района исследования

1.1 Геологическое строение

Камчатка — молодая область активных современных тектонических процессов и современного вулканизма. Восток Камчатки находится в зоне активных контактов Тихоокеанской и Евразийской (Охотский блок) литосферных плит (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Остальная часть полуострова отражает более древнюю стадию развития земной коры с мощностью около 30 км. Она характеризуется континентальной и переходной (от океанической к континентальной) типами земной коры (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

Самыми древними горными породами Камчатки считаются гнейсы, кристаллические сланцы и филлиты, которые образовались из осадочного глинистого и песчано-глинистого материала (Любимова Е. Л., 1961). Нижняя толща гнейсов имеет архейский возраст, толща кристаллических сланцев – протерозойский и верхняя толща филлитов – позднедокембрийский (Любимова Е. Л., 1961).

Накопление осадочных пород Камчатки сопровождалось подводными излияниями основных и ультраосновных лав, которые в результате метаморфизма переходили в комплекс роговобманковых пород (Васильев Н. Б., 2019). Геология нижнего мезозоя неясна, так как охарактеризована только верхнемеловыми отложениями (Васильев Н. Б., 2019). Породы мезозойского возраста представлены гранитами, диоритами, верхней метаморфизированной эффузивной толщей, свитой граувакковых песчаников и аспидных сланцев, зеленокаменной вулканогенно-сланцевой толщей диабазовых порфиритов и туфогенных пород (Васильев Н. Б., 2019).

С конца верхнего мела территория Камчатки подверглась орогенезу. Началась камчатская фаза складчатости, за которой последовала эпоха интенсивного вулканизма (Васильев Н. Б., 2019). Мощные излияния основных лав сопровождалась выбросами пепла и других рыхлых образований (Васильев Н. Б., 2019). В это время образовались складки толщи мезозойских пород (Власов Г.М., 1958). С позднемеловыми и палеоген-нижнемиоценовыми породами связаны хромитовые, медные и марганцевые рудонакопления (Власов Г.М., 1958). В палеогене значительная часть полуострова была покрыта морями, здесь накапливались огромные толщи морских, прибрежных и пресноводных осадков (Васильев Н. Б., 2019). Песчаные и глинистые отложения с участием вулканических пород максимально распространены на севере и северо-западе полуострова (Васильев Н. Б., 2019).

Вулканическая область Камчатки пережила сложную историю развития (Любимова Е. Л., 1961). В нижнечетвертичное время на выровненной поверхности палеогеновых и

более древних (верхнемеловых) пород образовался мощный комплекс эффузивов, возникший в результате трещинных излияний, связанных с основными тектоническими разломами северо-восточного и северо-западного направлений (Любимова Е. Л., 1961). Современное тектоническое положение Камчатки сложилось уже в позднемiocен-плиоценовое время (3–6 млн лет назад) (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Четвертичные породы представлены на равнинах и в межгорных депрессиях аллювиальными, аллювиально-пролювиальными, делювиальными, ледниковыми и вулканогенными отложениями (Васильев Н. Б., 2019). Четвертичный период на Камчатке был очень богат событиями (Любимова Е. Л., 1961). В течение этого времени здесь имели место интенсивная вулканическая деятельность, значительные поднятия и опускания, оледенения и трансгрессии и сформировался в основном современный рельеф (Любимова Е. Л., 1961).

Исследуемая территория – Толбачинский дол – это обширное позднплейстоцен-голоценовое лавовое плато площадью 875 км², расположенное в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов (Центральная Камчатка) (рис. 1). Наше исследование проводилось на территории так называемой зоны моногенных конусов и лавовых потоков.

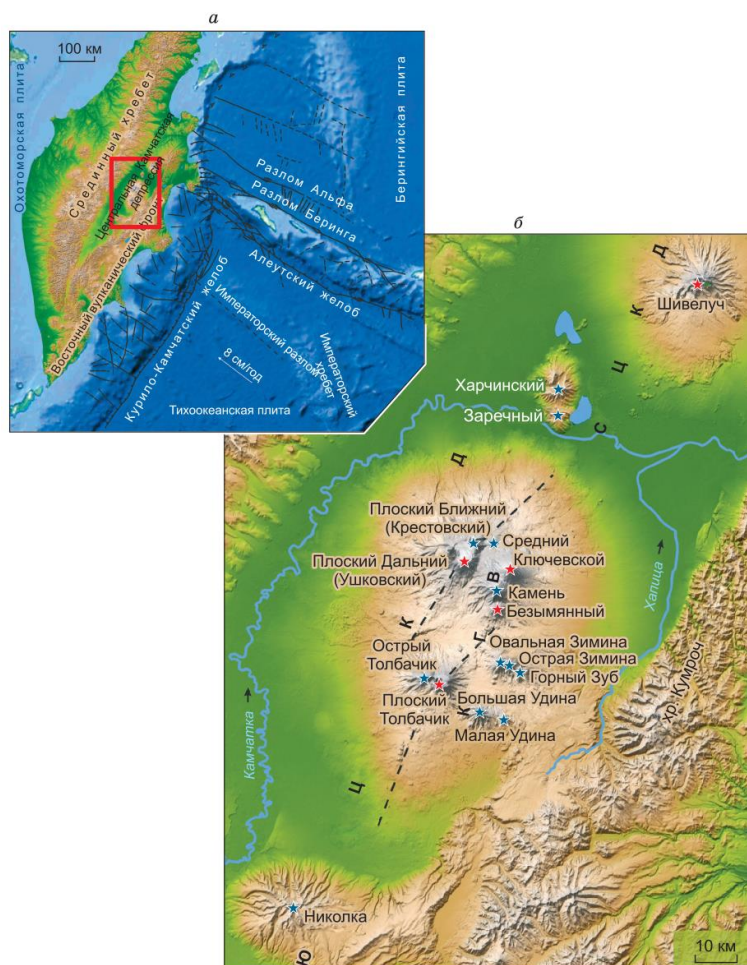


Рисунок 1. Физико-географическое и тектоническое положение Центральной Камчатской депрессии и Ключевской группы вулканов: а – положение ЦКД и срединного хребта, б – обзорная карта ЦКД (Чурикова Т.Г. и др., 2017а)

Ключевская группа вулканов в свою очередь находится в северной части Центральной Камчатской депрессии (ЦКД), входит в Восточную вулканическую область и является одной из самых крупных и наиболее активных вулканических структур на Камчатке и в мире (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Она расположена на плоской возвышенности – «пьедестале» высотой до 1300-1400 м, которая сложена базальтами, переслаивающимися с рыхлыми вулканическими продуктами (Васильев Н. Б., 2019). Основанием, этим «пьедесталом», всей группы служит вулканическое плато – Ключевской дол, сложенный древними крупнопорфировыми лавами (Любимова Е. Л., 1961).

Восточную вулканическую область (где и располагается Ключевская группа вулканов), слагают вулканогенные четвертичные породы. Мощность вулканогенного комплекса достигает 1000 м (Васильев Н. Б., 2019). Именно Ключевская группа вулканов характеризуется максимальными в пределах всей Камчатки объёмом четвертичных вулканических пород (5000 куб.км.) (Васильев Н. Б., 2019).

В состав вулканогенного комплекса входят лавовые покровы, чередующиеся с толщами рыхлых пирокластических отложений (Любимова Е. Л., 1961). Лавовые покровы, главным образом, состоят из лав основного состава; преобладают андезиты, андезитобазальты, базальты. Ограниченное развитие имеют кислые лавы – риолиты и дациты (Любимова Е. Л., 1961). Это является особенностью Восточной вулканической области. Пирокластические породы представлены туфами, преимущественно андезитового состава; встречаются разновидности от очень тонких и рыхлых, состоящих из вулканического пепла, до туфо-брекчий, образованных крупными глыбами андезита и вулканическим песком (Любимова Е. Л., 1961).

1.2 Рельеф

В пределах Камчатки выделяют пять крупных геоморфологических структур: горная зона Срединного хребта, зона Восточного хребта, цепь гористых полуостровов к востоку от зоны Восточного хребта, Центральная Камчатская депрессия, Западно-Камчатская низменность (Слюнин Н.В., 1990). В центральной части полуострова тянутся два хребта – Срединный (западный) и Восточный (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011).

Большое значение в формировании рельефа Камчатки имеет вулканическая деятельность. На Камчатке насчитывается около 30 действующих и более 100 потухших вулканов (Васильев Н. Б., 2019). В результате эруптивной деятельности вулканов значительная часть поверхности полуострова в той или иной степени перекрыта толщей пирокластического материала (тефрой), являющегося здесь почвообразующей породой. Ведущие рельефообразующие факторы на Камчатке – вулканическая аккумуляция и

денудация. В целом формы рельефа, созданного при преобладании аккумулятивной деятельности над эрозионной, достаточно молоды (Мелекесцев И.В., 1980).

Рельеф Камчатки был сформирован в конце кайнозойской эры и является довольно разнообразным (Нешатаева В. Ю., 2014). Среди различных типов рельефа на полуострове представлены: тектонический, структурно-вулканический, аккумулятивный (Нешатаева В. Ю., 2014). Основные формы рельефа представлены высокими вулканическими плато-долами с расположенными на них отдельными вулканами или их группами. Это обширные безводные, местами почти лишённые растительности пространства, покрытые на значительной площади чёрным вулканическим песком и лапилли (Нешатаева В. Ю., 2014). Тектоническую структуру Камчатки, расположение вулканов, гидрологическую сеть, характер береговой линии полуострова определяют крупные разломы, вытянутые в северо-восточном и северо-западном направлении (Нешатаева В. Ю., 2014).

Рельеф района исследований горный, вулканическое плато простирается от вулканов Острый Толбачик (3700 м) и Плоский Толбачик (3100 м) более чем на 40 км в юго-западном направлении и расположено на высотах от 1800 м до 70 м над ур. моря (Кораблев А.П., 2011).

1.3 Климат

Климат Камчатки в целом очень своеобразен – он не соответствует географической широте полуострова (Васильев Н. Б., 2019). В основном это связано со сложной циркуляцией атмосферы (Любимова Е. Л., 1961). Решающими факторами в данном случае являются: зональная циркуляция атмосферы умеренных широт (преобладание западных румбов); муссонная циркуляция (восточноазиатские муссоны, с которыми связаны зимние северные, северо-западные, в северной части полуострова – северо-восточные ветры; местная циркуляция, которая связана с вхождением гребня высокого давления в зону Центрально-Камчатской депрессии в зимнее время года (Любимова Е. Л., 1961).

В целом, климат центральной Камчатки сходен с климатом средней Сибири: умеренно теплое лето и длинная морозная зима (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Годовая сумма осадков здесь составляет 700 мм, на высоте 900 м среднемесячная температура июля 11.4°C, января –23.6°C (Кораблев А.П., 2011).

На Камчатке выделяются климатические районы: восточный, западный, центральный, северный и горный (Любимова Е. Л., 1961). Исследуемая территория относится к горному климатическому району (Любимова Е. Л., 1961). Зима здесь продолжительная и снежная. В предгорьях и на склонах средняя толщина снежного покрова превышает 240 см (Любимова Е. Л., 1961). Снег лежит в среднем более 220 дней, причём

во многих местах, особенно в карах и цирках, он не стает всё лето (Любимова Е. Л., 1961).

Климат района исследований является континентальным. На данной территории отмечается большая амплитуда годовых температур, меньшее количество осадков в сравнении с побережьями Камчатки, а также низкие показатели среднегодовых температур и влажности воздуха (Васильев Н. Б., 2019). Жаркие дни, тем не менее, на данной территории случаются редко, что связано с расположением плато высоко над уровнем моря — 300–400 м (Васильев Н. Б., 2019). Также возможны сильные ветра, особенно на склонах вулканов (Любимова Е. Л., 1961).

Для короткого вегетационного периода района исследований (июль—август) характерна прохладная погода с частыми туманами и дождями (Васильев Н. Б., 2019). Заморозки могут наблюдаться уже в первой половине июля. Зима начинается довольно рано: снег ложится на вершины гор уже в начале сентября. В феврале температура воздуха может достигать -45°C (Васильев Н. Б., 2019).

1.4 Почвенный покров

Почвенный покров Камчатки относится к лугово-лесной зоне лесных грубогумусных почв Дальневосточной таежно-лугово-лесной области (Доклад..., 2019). В целом для полуострова выделяют 28 типов почв (Доклад..., 2018). Среди них четыре типа вулканических почв: слоисто-пепловые, лесные охристые и охристо-подзолистые, дерново-лесные, торфяно-болотные (Доклад..., 2019). Для вулканических почв характерна высокая скорость фильтрации и низкая водоподъемная способность. Более 70% равнинных территорий занимают лесные охристые и светлоохристые вулканические почвы (Доклад..., 2019).

Стоит отметить, что почвы Камчатки весьма специфичны для Евразии, что в том числе обусловлено специфическим характером почвообразующих пород (слоистые пирокластические отложения разного возраста, механического и химического состава), периодическим погребением ранее существовавших генетических горизонтов и «омоложением» поверхностных органогенных горизонтов почв при вулканических извержениях (Доклад..., 2019).

Для почв Камчатки характерны слоистость профиля, легкий механический состав, рыхлость сложения, промывной водный режим, бедность элементов питания, слабость микробиологических процессов, бедность беспозвоночными (Васильев Н. Б., 2019). Биологическую активность почв сдерживает заболачивание и островная вечная мерзлота (Васильев Н. Б., 2019). В связи с этим разложение растительных остатков идет медленно, и

для почв Камчатки характерно содержание грубого и очень подвижного гумуса до 7— 15 % в верхних горизонтах (Васильев Н. Б., 2019).

Почвы Камчатки формируются в условиях холодной и избыточной влажности, основными их компонентами являются кислые и слабокислые породы вулканического происхождения, выполняющие роль почвообразующих пород, которые трансформируются слабо в связи с данными особенностями климата (Доклад..., 2018).

Однако особенностью формирования почв в окрестностях вулканов восточной вулканической зоны является более основной состав, в связи с активной деятельностью вулканов, которая сопровождается слабыми, но часто повторяющимися извержениями пирокластического материала среднего и основного составов (Доклад..., 2019). При перекрытии почвы пепловым материалом процессы иллювиирования прерываются, и преобладающим становится процесс гумусонакопления (Доклад..., 2019). Далее поверхностный органогенный горизонт формируется в течение около 100 лет (Доклад..., 2019). Вхождение в состав пеплов преимущественно вулканического стекла и незначительного количества силикатных минералов определяет их низкий геохимический потенциал как источника химических элементов для почв (Доклад..., 2018).

В целом вулканические почвы Камчатки, формирующиеся на слабовыветрелых и геохимически обедненных вулканических пеплах, характеризуются низкими фоновыми содержаниями большинства химических элементов относительно их общей распространенности в почвах континентов, однако для разных почвенных провинций характерно повышенное валовое содержания элементов, типичных для вулканических пород среднего и основного составов: Na, Ca, Mg, Cd, Mn, Co, Cu (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019). Устойчиво наблюдается дефицит элементов, характерных для кислых вулканитов: La, Ce, Pr, Nd, Nb, Hf, Tl, Rb и Th (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019), а также таких элементов, как Ni, Sr, Sn, Mo и Ag (Доклад..., 2019). Наиболее низкие содержания в почвах характерны для В, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, Pb (Доклад..., 2019).

Физико-химические свойства почв полуострова обуславливают слабое накопление легкоподвижных форм элементов, поступающих со свежими пеплами в процессе вулканических извержений (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2009). Например, общий уровень обеспеченности вулканических почв Камчатки для растений подвижными формами Mn, Co, Mo и Zn – низкий (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2009). Почвы характеризуются подвижным фульватным гумусом.

Захарихиной Л.В. и Литвиненко Ю.С было проведено районирование вулканических почв Камчатки (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011), схема которого представлена на рисунке 2.

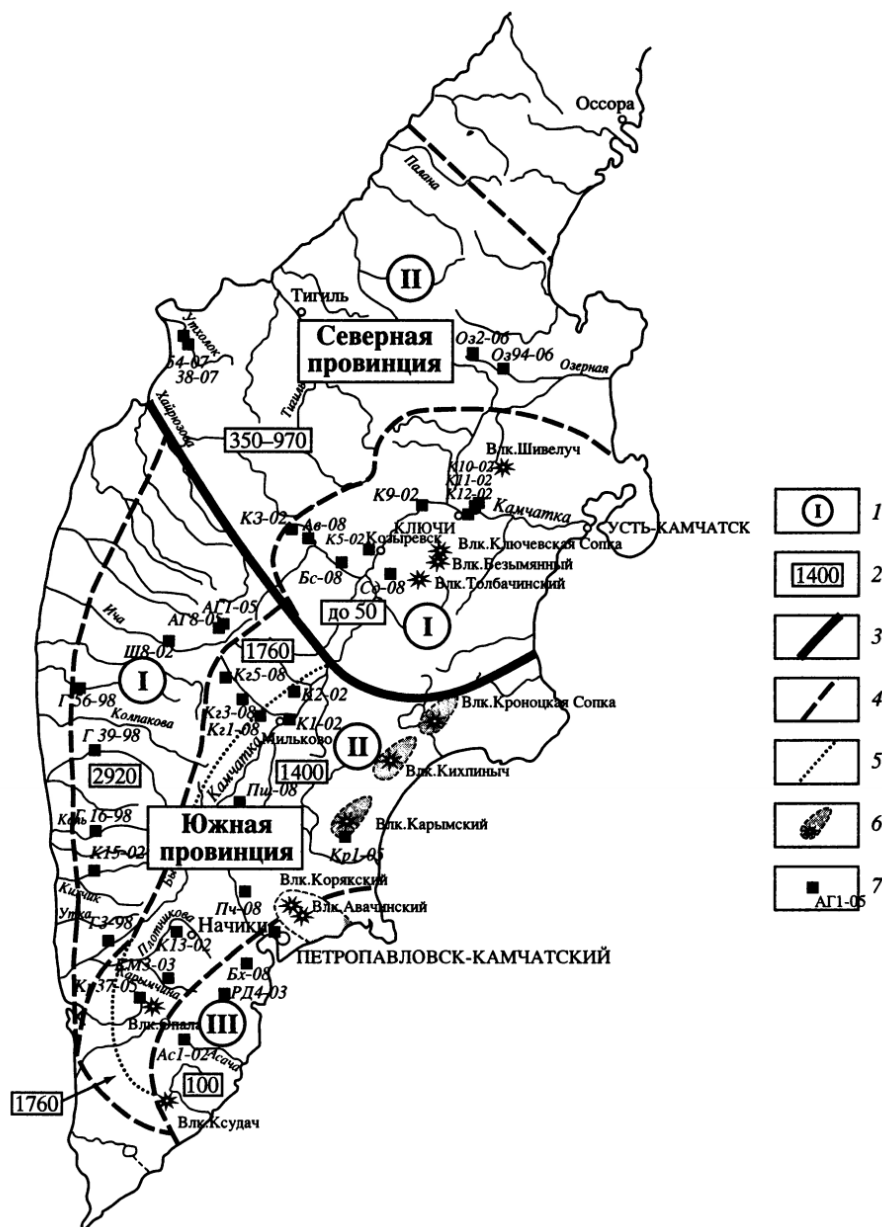


Рис. 2. Схематическая карта районирования вулканических почв Камчатки:
 I – районы внутри почвенных провинций, в пределах Северной провинции: I – Восточный, II – Западный; в пределах Южной провинции: I – Западный, II – Центральный, III – Юго-восточный; 2 – возраст приповерхностных пеплов (лет); 3 – граница между почвенными провинциями; 4 – границы районов внутри провинций; 5 – граница между почвами, поверхностные горизонты которых сформированы в пеплах идентичного состава вулканов Опаля и Ксудач в пределах Центрального района Южной провинции; 6 – локальные ареалы свежих пеплов вблизи действующих вулканов Камчатки; 7 – места заложения опорных почвенных разрезов, уточняющих ареалы вулканических пеплов

Рисунок 2. Схематическая карта районирования и геохимической специализации вулканических почв Камчатки (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2011)

Ими было выделено две основных почвенных провинции Камчатки – Северная и Южная, в пределах которых в свою очередь выделены районы, на основании особенностей приповерхностных вулканических пеплов данных территорий.

1. Для Южной провинции типичными являются почвы, образованные преимущественно на пеплах вулканов южной Камчатки (Опала, Ксудач, Курильское озеро). Последние находятся в зрелой фазе развития вулканизма – с редко происходящими крупными кальдерообразующими извержениями, продукты которых имеют риолитовый и риолито-дацитовый составы (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011).

2. В пределах Северной провинции развиты почвы, сформированные на пеплах вулканов северной группы Камчатки (Шивелуч, Толбачик, Безымянный, Ключевская сопка), находящихся в молодой базальтоидной стадии развития с часто происходящими извержениями незначительного количества пирокластического материала преимущественно базальтового, андезитобазальтового составов (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011).

Выделение районов внутри провинций позволяет определить распространенность почв, имеющих сходное строение почвенных профилей (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011). Территории, имеющие сходное строение почвенных профилей, можно проследить по ареалам приповерхностных вулканических пеплов, которые в целом повторяют границы почвенных районов с пепловыми горизонтами, отложившимися в результате известных крупных извержений вулканов Камчатки в голоцене (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011).

Как указано в работе Захарихиной и Литвиненко, «разнообразие химического состава почв выделенных почвенных районов Камчатки определяют разные условия вулканизма, существовавшие на этих территориях в прошлом и наблюдаемые в настоящее время» (Захарихина, Литвиненко, 2019б).

Сравнение элементных составов почв Камчатки с литературными данными о геохимии вулканических почв Европейского континента (Италии, Исландии, Греции, Франции, Венгрии, Азорских и Канарских островов) (Martínez-Cortizas et al., 2004), представленное на рисунке 3, показывает относительно низкие содержания большинства химических элементов в почвах региона.

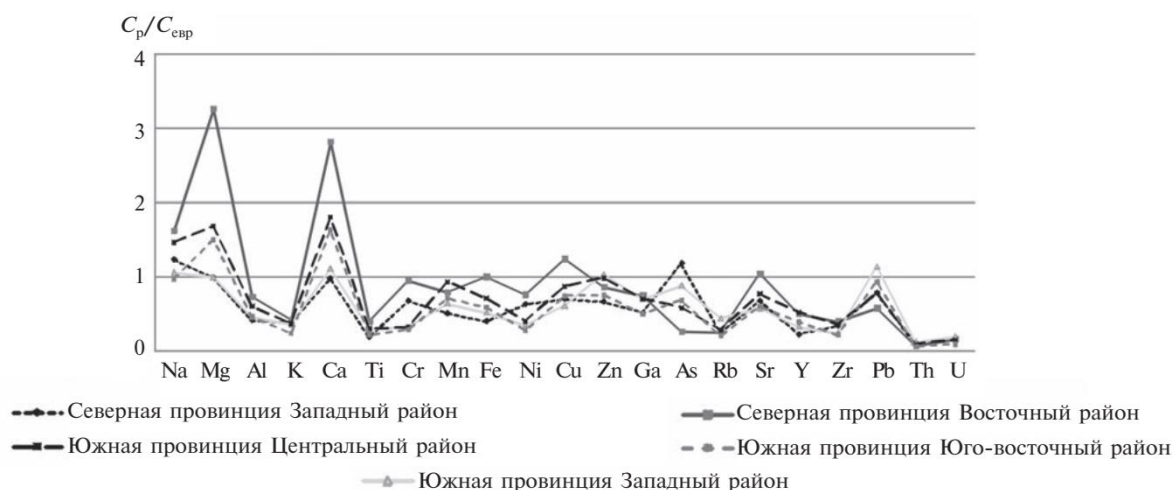


Рисунок 3. Концентрации валовых содержаний элементов для почв разных районов Камчатки (C_p) относительно средних содержаний элементов (Свр) для вулканических почв Европы (Захарихина, Литвиненко, 2019б)

Это связано с тем, что вулканические почвы Европы сформированы в более теплом климате. Они образованы в хорошо выветренных пеплах, обогащены глинистыми минералами, способствующими накоплению химических элементов (Shoji et al., 1993). Почвы Камчатки, как уже было отмечено, образуются в холодных гумидных условиях, в верхней части их профиля повсеместно развиты горизонты, характеризующиеся преобладанием слабовыветренного вулканического стекла и первичных минералов пеплов (Захарихина, Литвиненко, 2011). Для почв полуострова в сравнении с европейскими вулканическими почвами характерны лишь устойчиво повышенные содержания Na, Ca и Mg, что, безусловно, связано с региональными геохимическими особенностями приповерхностных пеплов региона (Захарихина, Литвиненко, 2019а).

Территория исследования относится к восточному району Северной почвенной провинции Камчатки. Для данных почв, образованных на пеплах Ключевской группы вулканов, наиболее явно выражено влияние ранней стадии вулканической деятельности на процесс почвообразования (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2011).

Среди всех выделенных почвенных регионов почвы данного района являются наиболее обогащенными валовыми содержаниями химических элементов, которые образованы в окрестностях наиболее активных вулканов полуострова (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019б). Обусловлено это регулярным поступлением в них продуктов современной вулканической деятельности. Почвы характеризуются самым широким спектром приоритетных элементов и наиболее высокими значениями их Кс (коэффициенты концентрации) (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019б). Элементы, содержание которых в восточном районе Северной почвенной провинции превышает региональный фон (всего полуострова), – это в основном типоморфные для основных вулканитов и для андезитовых

приповерхностных пеплов территории элементы: Mg, Cr, Ca, Co, Ni, Fe, V, Sc, Cu (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б). Однако содержания подвижных форм химических элементов в почвах Восточного района не высоки, что также объясняется тем, что природные среды здесь испытывают влияние вулканических аэрозолей, выщелачивающих из почв легкоподвижные соединения (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в).

Все вулканические пеплы, залегающие в почвах, фактически не выветрели и слабо трансформированы (Васильев Н. Б., 2019). В зоне активного почвообразования находятся только пепловые прослойки, подстилающие поверхностные органогенные горизонты. После перекрытия почвы вулканическим пеплом выветривания пепловых горизонтов, перешедших в погребенное состояние, фактически не происходит (Васильев Н. Б., 2019).

Поверхностные органогенные горизонты почв восточного района Северной почвенной образованы на молодых андезитовых пеплах вулкана Толбачик извержений 1975-1976 гг. и вулкана Безымянный извержения 1956 г. (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2011).

1.5 Растительность

Растительный мир района Ключевской группы вулканов довольно разнообразен: еловые, лиственничные и березовые леса, альпийские луга и горные тундры у подножия вулканов (Нешатаева В. Ю., 2014). Поясность растительности в массиве Ключевской группы вулканов выражена тремя поясами: лесным, субальпийским и альпийским. Лесной пояс дробится на 3 полосы: лиственничников, ельников и каменноберезняков. Субальпийский пояс маркируется формациями кедрового и ольхового стлаников (Нешатаева В. Ю., 2014). Альпийский пояс не явно выражен, что характерно в целом для гор Камчатки, несмотря на альпийский характер рельефа (Нешатаева В. Ю., 2014). Здесь можно наблюдать типичный для внутренних областей Центральной Камчатки ряд высотной поясности: лиственничные и производные от них леса с белой берёзой преобладают на высотах до 200 м над уровнем моря, еловые леса — до 400 м, сменяющие их постепенно каменноберёзовые леса — до 800 м, стланиковые заросли — до 1200 м, горные тундры — почти до 2000 м, отдельные высшие растения встречаются (при господстве накипных лишайников) — до 2500 м над уровнем моря (Нешатаева В. Ю., 2014). Растительный покров на склонах вулканов Ключевской сопки, Острога Толбачика и других очень сильно преобразован под действием многочисленных извержений в течение исторического периода (Нешатаева В. Ю., 2014). На лавовых покровах растительность

восстанавливается в ходе крайне длительных сукцессий, не менее 2000 лет. На более молодых потоках (возраст 1500 лет, 1000 лет и др.) растительность более разрежена (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). На начальных этапах первичной сукцессии видовой состав очень разнообразен и довольно случайный (Кораблев А.П., 2011; Walker, del Moral, 2003).

Связь химического состава растений с активным голоценовым вулканизмом Камчатки, определяется стабильным вхождением в состав приоритетных химических элементов для растений, вулканических пеплов и почв: Ca, Mg, Mn, P, Cu, Zn и Sr (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). Геохимический фон растений Камчатки повышен относительно валового химического состава почв полуострова (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). Содержания Br, Hg, Hf, Sb, Ga, W, K относительно кларков для живого вещества в растениях региона повышены в 3–5 раз (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). В сравнении с валовыми содержаниями элементов в почвах полуострова растения обладают более богатым элементным составом (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). Относительная обогащенность растений полуострова химическими элементами на фоне бедности почв региона, конечно, обусловлена влиянием активной вулканической деятельностью на все биогеохимические процессы, протекающие в природных средах (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). Наблюдается относительно повышенная обеспеченность растений Восточного района северной почвенной провинции (где находится район наших исследований) при сравнительно низких содержаниях подвижных форм элементов в почвах территории и обратная ситуация с содержанием химических элементов в растениях Западного района при хорошей обеспеченности элементами почв этой площади (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в). Регулярный привнос продуктов вулканических извержений, обогащенных химическими элементами, обеспечивает здесь относительное богатство природных растворов и как следствие повышенный биогеохимический фон (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в).

2 Обзор литературы

2.1 Особенности геологии Толбачинской зоны моногенных конусов

Вулканическое плато **Толбачинский дол** входит в состав Толбачинского массива, который извергался неоднократно в течение голоцена и исторического времени (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Вулканы Толбачинские занимают юго-западную часть Ключевского дола, между верховьями рек Студёная и Левый Толбачик (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Группа состоит из двух стратовулканов – Острый Толбачик и Плоский Толбачик и более ста мелких вулканических конусов в линейной зоне развития ареального вулканизма (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

На склонах системы Толбачинских вулканов в течение последних 10 тыс. лет активно работает трещинная зона моногенных шлаковых и шлаколавовых конусов, извергающих лавы различного химического состава (рис. 1).

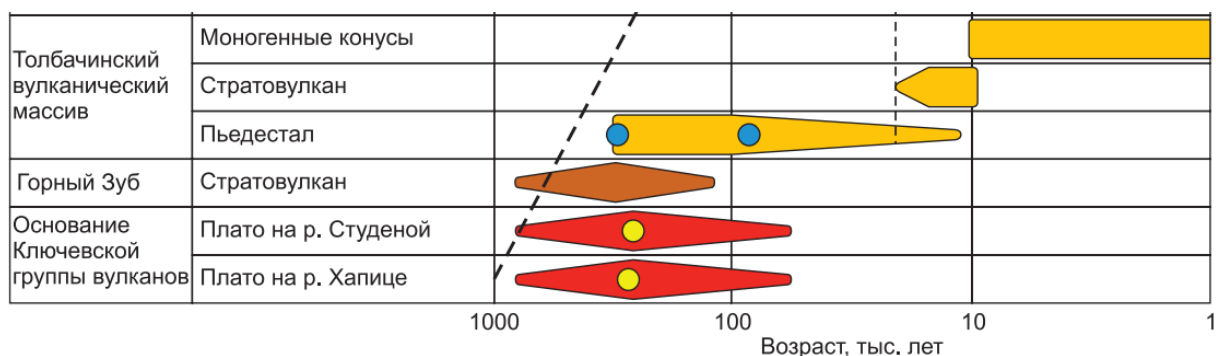


Рисунок 1. Диаграмма распределения возрастов для вулканов КГВ и Шивелуч (фрагмент), (Чурикова Т.Г. и др., 2017а)

Толбачинский вулканический массив построен на ранней последовательности чередующихся лавовых потоков основного и среднего состава (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

Геологическая история массива состоит из четырех последовательных этапов вулканической активности: 1) формирование пьедестала Толбачинского массива, 2) субсинхронный рост двух стратовулканов – Острого Толбачика и Плоского Толбачика, 3) развитие дайкового комплекса, 4) формирование наложенной зоны шлаковых и шлаколавовых моногенных конусов (Чурикова Т.Г. и др., 2017б). На этапе 4, который начался около 10 тыс. лет назад и продолжается до настоящего времени, образовалась зона моногенных конусов (Чурикова Т.Г. и др., 2017б). Конусы состоят в основном из шлака, но часто формируют лавовые потоки длиной до 10 км. В течение 10–2 тыс. л.н. в зоне извергались только субщелочные высокоглиноземистые базальты (Чурикова Т.Г. и др., 2017б). Около 2 тыс. л.н. начался так называемый «контрастный» период извержений, в течение которого извергались как высокоглиноземистые, так и высокомагнезиальные

базальты (Брайцева и др., 1984). В этот период изверглись и исследованные нами лавовые потоки Клешня и Алаид (рис. 2, IV возрастная группа).

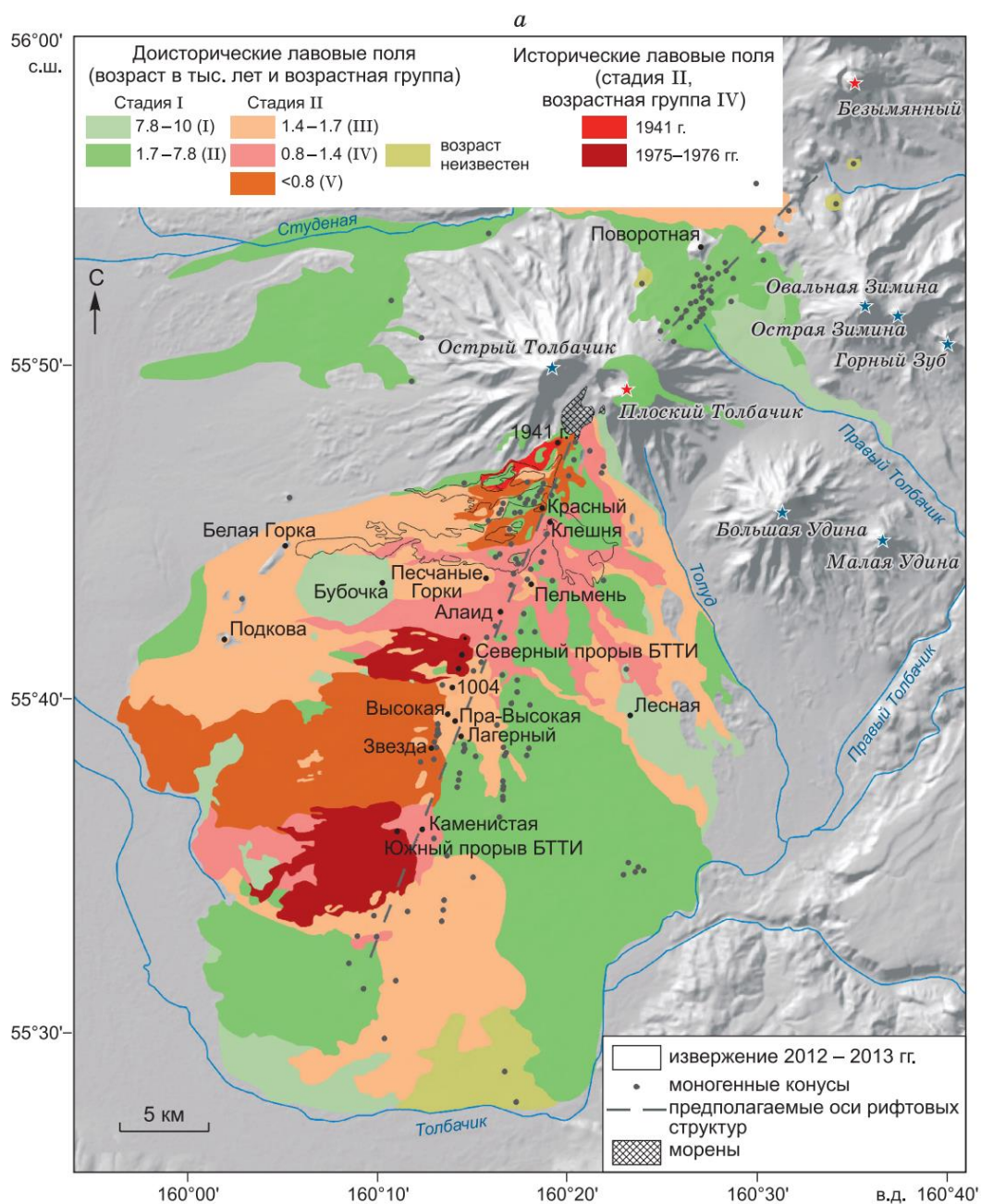


Рисунок 2. Схемы вулканических образований Толбачинского дола, (Чурикова Т.Г. и др., 2017а)

Зона моногенных конусов и лавовых потоков Толбачинского вулканического массива состоит из двух рифтоподобных ветвей, разделенных 8-километровым промежутком, свободным от конусов, в районе вершины вулкана Плоский Толбачик: южная (на Толбачинском долу, где проводилось наше исследование) и северная (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Южная ветвь более активна и обширна, чем северная, все исторические извержения моногенных конусов происходили именно здесь. Общая протяженность зоны составляет около 60—70 км при ширине 13–15 км (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). В пределах

данной зоны извергались многочисленные шлаковые и шлаколавовые конусы (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Тем не менее 80 % шлаковых конусов сосредоточена внутри более узкой центральной зоны шириной 3–4 км в южной ветви, формируя вулканическую гряду (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Эта центральная часть имеет погребенную грабенообразную структуру с глубиной 0.5–1.5 км (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Наиболее крупные шлаковые конусы расположены в этой зоне, включая конусы Клешня и Алайд, лавовые потоки которых были изучены в нашем исследовании. Высоты шлаковых конусов меняются в пределах 50–300 м (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

Вся зона покрыта переслаивающимися лавовыми потоками и пеплово-шлаковыми отложениями голоценовых извержений (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). В ходе извержения 1975–1976 гг. поверхность исследуемой территории данной зоны была полностью заполнена большим объемом перемещенной по воздуху тефры (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

Лавы конусов систематически отличаются от лав главных построек (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Все базальты моногенных конусов Толбачинского массива были разделены по величине отношения MgO/Al_2O_3 на четыре типа: тип I – высоко-Mg ($MgO/Al_2O_3 >> 0.58$), тип II – промежуточные магнезиальные ($0.45 < MgO/Al_2O_3 < 0.58$), тип III – высокоглиноземистые ($MgO/Al_2O_3 < 0.32$) и тип IV – промежуточные глиноземистые ($0.32 < MgO/Al_2O_3 < 0.45$) (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Типы I и II являются средне-K, в то время как большинство образцов типов III и IV – высоко-K трахибазальты (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

Исследуемые лавовые потоки относятся к разным типам (рис. 3) – Алайд – I тип (магнезиальные, умеренной щелочности, со средним содержанием K), Клешня – III тип (субщелочные глиноземистые, высоко-K).

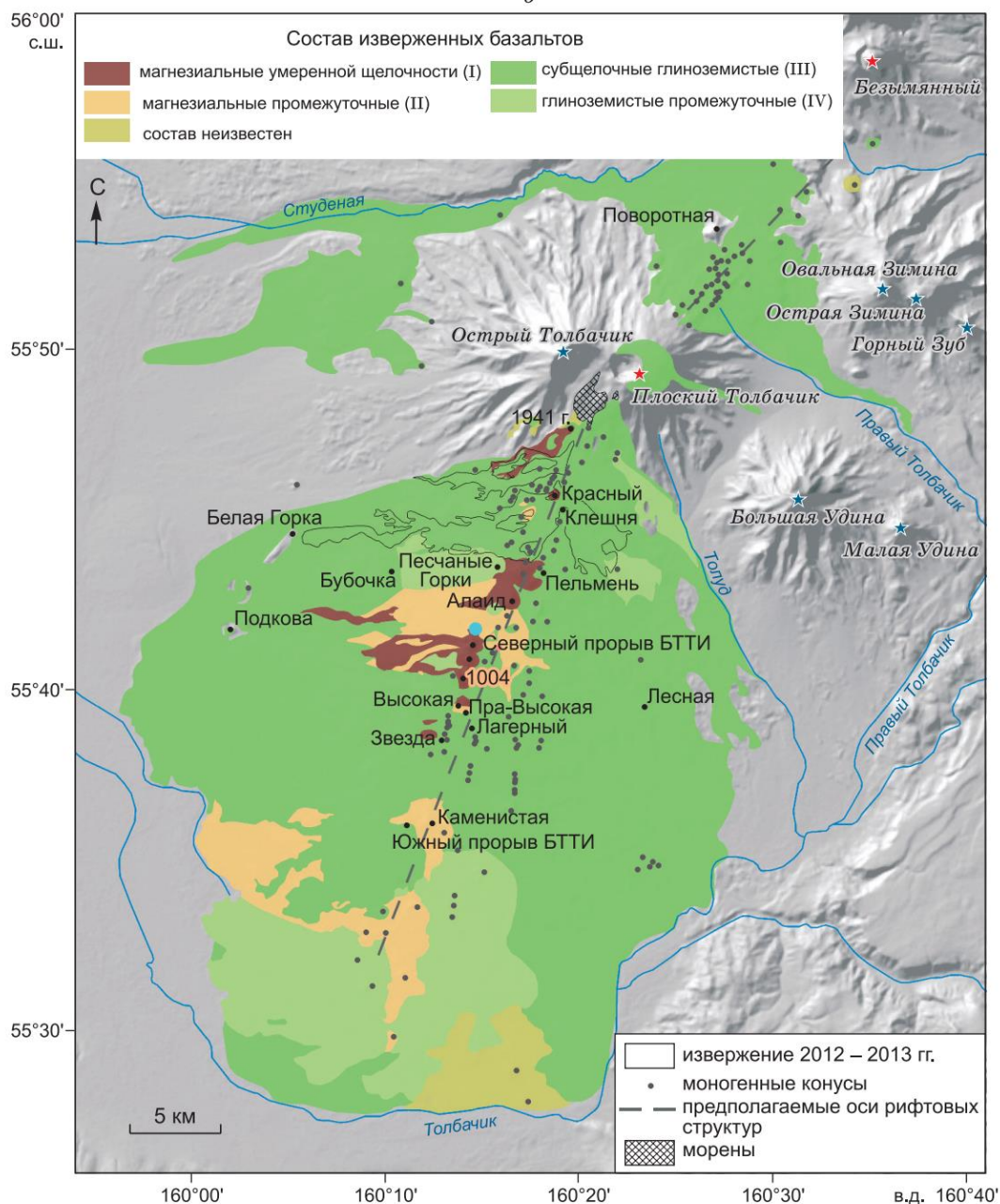


Рисунок 3. Состав изверженных пород зоны моногенных конусов и лавовых потоков (Чурикова Т.Г. и др., 2017а)

Микроэлементный состав Толбачинских лав меняется в широких пределах (Чурикова Т.Г. и др., 2017а). Высоко-Mg продукты извержений типа I обогащены по Sr, Ni, Co, V, в меньшей степени по Zn и Sr, в то время как высоко-K трахибазальты обогащены по Rb, Ba, Th, Li, B, Be, а также по элементам (Zr, Nb, Ta, Hf), Y и редкие земли, при этом Nb и Ta показывают характерный субдукционный минимум с широкими вариациями внутри него (Churikova et al., 2001).

Распределение микроэлементов во всех породах Толбачинского массива имеет типичные островодужные признаки со значительным обогащением крупноионными литофильными элементами (LILE) и легкими редкоземельными элементами (REE), и

обеднением по высокозарядным элементам (HFSE), что свидетельствует о добавке субдукционного флюида в мантийный источник пород (Чурикова Т.Г. и др., 2017а).

2.2 Большое трещинное Толбачинское извержение

В июле - сентябре 1975 г., в 18 км к юго-западу от кратера активного вулкана Плоский Толбачик, произошло очень крупное извержение, уникальное для Камчатки. Центр его находился на высоте около 900 м н.у.м., в высотной полосе субальпийского пояса (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). В результате извержения было выброшено 0.7 км³ темной базальтовой тефры, которая покрыла слоем мощностью более 10 см территорию площадью 470 км² (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Образовались также 3 шлаковых конуса высотой до 300 м и излились лавовые потоки общей площадью до 9 км² (Федотов С.А., 1984). После окончания этого извержения, центр которого получил впоследствии название Северный прорыв, в 10 км к югу от него, на высоте около 400 м возник второй центр – Южный прорыв (Федотов С.А., 1984).

Фоновым (основным) режимом эксплозивной деятельности извержения Северного прорыва было непрерывное струйное истечение пирокластического материала (газа, пепла, шлака, бомб) (Федотов С.А. и др., 1984). Разлет бомб не превышал 300-500 м. Крупная пирокластика была представлена шлаками-обрывками пузыристых базальтов размером от 1-3 мм до 10 см (Федотов С.А., 1984).

Тефра рассеялась на большой площади: тонкий пепел был отмечен на расстоянии до 1000 км (Федотов С.А., 1984). Оценка объема пирокластики, выброшенной за пределы конусов на площадь радиусом 20 км, представлена на рисунке 4.

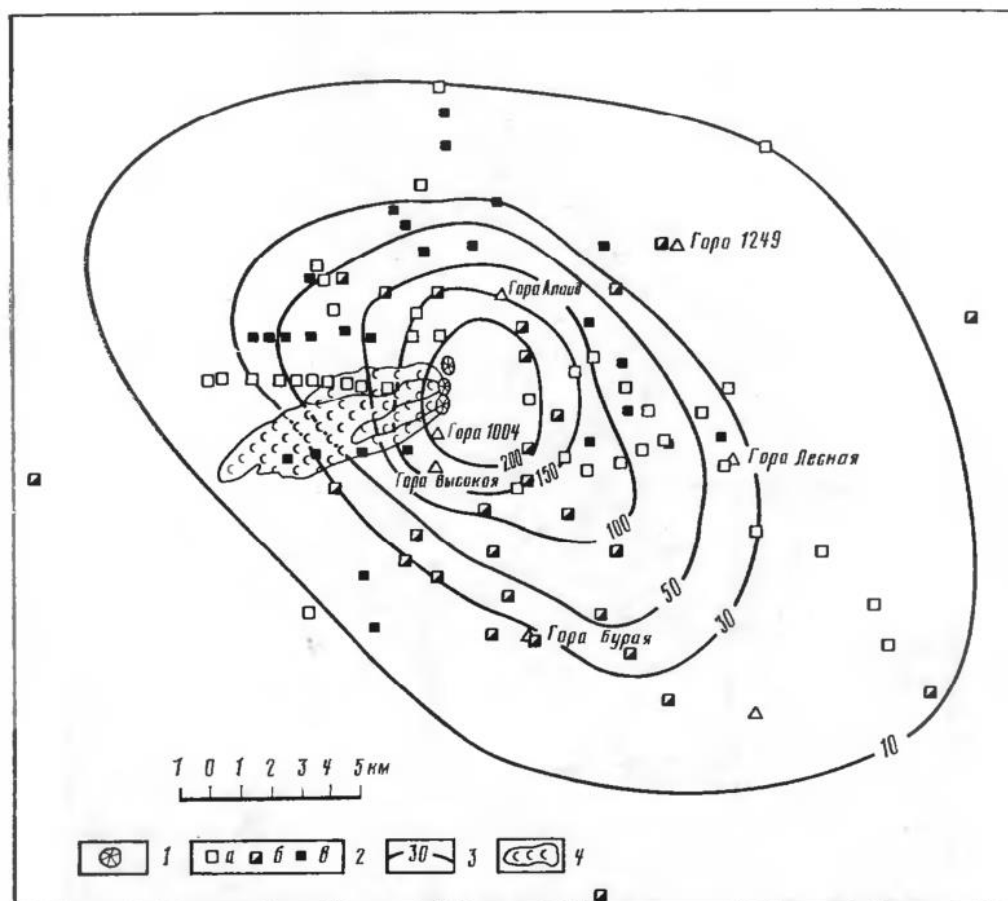


Рис. 1.66. Карта изопахит пирокластики в зоне, ближней к конусам Северного прорыва. Составлена В. А. Будниковым
 1 — шлаковые конусы Северного прорыва; 2 — шурфы, пройденные: а — в 1975 г., б — в 1976 г., в — в 1977 г., 3 — изопахиты, в см; 4 — лавовые потоки

Рисунок 4. Карта изопахит пирокластики БТТИ от 0,1 до 2 м с сечением 10 см (Федотов С.А. и др., 1984).

Шлак, как и другие продукты Северного прорыва, является афировыми и субафировыми базальтами с единичными кристаллами оливина, плагиоклаза, клинопироксена (Флеров Г.Б. и др., 1984). Состав шлака соответствовал субщелочному глиноземистому базальту (Флеров Г.Б. и др., 1984). Текстура шлака пористая и шлаковидная (Флеров Г.Б. и др., 1984). Пирокластический материал Толбачинского извержения отличался большим разнообразием формы и размеров обломков при общем уменьшении размеров частиц пепла от 2 мм до 0,5 мм по мере удаления от центра извержения (Флеров Г.Б. и др., 1984).

Пеплы представлены преимущественно вулканическим стеклом, шлаковидными обломками базальтов, измененными обломками базальтов красно-бурого цвета и единичными обломками кристаллов плагиоклаза и темноцветных минералов (Флеров Г.Б. и др., 1984). Выделяют 2 типа пеплов:

1. Вулканическое стекло, представленное темными частицами, реже пузыристыми осколками светло-бурого цвета. Это типичная форма для частиц пепла, образующихся из магмы повышенной вязкости по классификации Heiken G., 1974.

2. Включают вулканическое стекло удлиненной формы, пористое. Такая форма характерна для частиц пеплов маловязких магм (Heiken G., 1974).

Обе разновидности присутствовали в финальной стадии Северного прорыва, когда извергались жидкие лавы базальтов промежуточного состава. Состав пеплов в пределах 20 км от центра извержения не дифференцирован (Флеров Г.Б. и др., 1984).

Такого масштаба вулканические катастрофы происходят на Камчатке не каждое столетие. Мощный пеплопад погубил растительность дола на площади около 400 км², а местность превращена в безжизненную шлаково-пепловую пустыню (Федотов С.А., 1984). Погибли горные леса, подгольцовые стланики и луга, горные тундры и несомкнутая растительность старых лавовых потоков (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009).

Полная гибель растительности верхней части лесного пояса (на высоте 600-800 м) произошла при отложениях тефры мощностью более 100 см (лиственница погибла при отложениях мощностью 70 см, ель – 40 см, береза каменная – 25 см), субальпийского пояса – более 40 см (ольховый стланик погиб при отложениях мощностью 40 см, лиственница – 35 см, береза каменная и кедровый стланик – 25 см), альпийского пояса – 20 см (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009; Кораблев А.П., 2011). Общая площадь уничтоженного растительного покрова составила порядка 170 км² (Кораблёв А.П., Нешатаева В.Ю., 2016).

В районах дола, где отложились многометровые толщи тефры (куда входит район исследования), и образовалась шлаковая пустыня, началась первичная сукцессия, которая может быть сопоставима по длительности с сукцессией на лаве (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009).

2.3 Особенности почв на плато Толбачинский дол

Территория плато Толбачинский дол на протяжении последних 2.5 тыс. лет испытывает влияние преимущественно эксплозивных извержений, сопровождающихся мощными пеплопадами, происходящих в центральной части плато (Брайцева и др., 1984).

В целом, как и другие вулканические почвы, на Толбачинском доле почвы формируются на вулканических лавах, туфах, пеплах и других пирокластических породах (Васильев Н. Б., 2019). Кроме того, поскольку они подвержены постоянному поступлению пирокластике, почвообразование имеет синлитогенный характер, то есть приращение почв вверх по профилю идёт за счёт выпадения пирокластического материала (тефры) (Васильев

Н. Б., 2019). Такие слаборазвитые почвы на свежих вулканических выбросах относятся к особому самостоятельному типу почв – андосолям (Ковда В.А, Розанова Б.Г., 1988).

Напочвенный покров на исследуемой территории только формируется, поскольку в прошлом был погребен в результате обильного выброса пирокластического материала во время Большого Толбачинского трещинного извержения 1975 года (Васильев Н. Б., 2019). Периодическое выпадение пепла тормозит развитие подзолистого процесса на плато, хотя в отдельных случаях он может быть выражен довольно хорошо.

Почвы Толбачинского дола, расположенные чуть севернее исследуемой территории, и аналогичные изучаемым нами, были частично описаны Гришиным С.Ю. и Шляховым С.А. (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Все почвы Толбачинского дола были условно разделены ими на 3 группы по строению профиля. Исследуемая нами территория относится к группе (описанной по 4 почвенным разрезам), профили почв которой представляют собой не почвенно-пирокластический чехол, а скорее набор слоев пирокластических отложений, часть из которых затронуты педогенными процессами, но обычно в небольшой степени. «То есть они состоят из горизонтов С и АС, но есть примеры почвенных разрезов, в которых не было обнаружено ни одного горизонта, который можно было бы обоснованно назвать даже АС – настолько слабо преобразованная тефра слагает эту толщу» (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). В местах распространения почв данной группы, по-видимому, уже до БТТИ листовенничные леса отсутствовали, так как под поверхностным слоем шлака не обнаруживается хорошо развитого гумусово-аккумулятивного горизонта (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Его место занимает горизонт АС, представляющий собой коричнево-темно-серый песок, содержащий небольшое количество хорошо разложившегося органического вещества (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Других следов процесса почвообразования в нем не прослеживается (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). По словам Гришина С.Ю. и Шляхова С.А., «поверхностные образования, описываемые этими разрезами, можно отнести к почвам лишь в том смысле, что сейчас на нем формируется растительный покров, хотя и очень разреженный» (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). Следовательно, почвы исследуемых территорий можно назвать экопочвами (по классификации И.А. Соколова, 2004) – почвоподобные тела, выполняющие экологические и биосферные функции почв (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009).

В работе Васильева Н. Б. 2019 года дана общая характеристика почв плато Толбачинский дол, а также их элементного состава, однако лишь южной части плато: «в механическом составе почвенного профиля преобладают крупнозернистые частицы в среднем не меньше 1 см, представленные тефрой и лапилли (вулканические выбросы, превышающие 2 см в диаметре)». Тефра хорошо отсортирована, размер частиц

уменьшается с переходом от верхних слоев почвенного профиля к нижним. Это может являться причиной слабой сорбции питательных веществ тефрой в верхних почвенных горизонтах. Также крупные слабо выветрелые частицы могут указывать на не зрелость почвы, на низкое содержание органических биофильных элементов, что отражается на плодородии почв и обеспеченности растительности минеральными веществами (Васильев Н. Б., 2019). Для почв Толбачика характерна довольно большая доступность гигроскопической влаги (Васильев Н. Б., 2019). По кислотности среды почвы, формирующиеся на лавовых потоках и шлаковый горизонт (тефра) близки к нейтральной среде (Васильев Н. Б., 2019). Это связано с тем, что на стадии молодого базальтоидного вулканизма выветривание часто поступающей молодой базальтовой или андезитовой тефры высвобождает щелочноземельные металлы (Ca, Mg), которые при регулярных извержениях вулканов поддерживают близкую к нейтральной кислотность почв (pH=6–7) (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2016).

Для почвенного профиля вулканической территории Толбачинского дола характерны превышения кларка по ряду микроэлементов, которые, в первую очередь, связаны с шлаковыми горизонтами и поверхностными корнеобитаемыми: Cu, V, Co, Ni, Zn (Васильев Н. Б., 2019). Все эти элементы связаны с подстилающей горной породой – базальтами и андезитами, а также поступлением пироклаستيку в верхние почвенные горизонты (Васильев Н. Б., 2019).

В целом же, помимо механического воздействия, с продуктами вулканической деятельности, представленной тефрой, в почву и в ландшафты в целом привносятся опасные химические элементы (Васильев Н. Б., 2019). В то же время вулканические процессы способны преобразовать ландшафт, на котором образуется новый почвенно-растительный покров, при этом сами продукты становятся частью почвы, делая ее более плодородной и водопроницаемой (Васильев Н. Б., 2019). Кроме того, продукты вулканической деятельности в почвенном профиле выступают в роли почвообразующей породы, образуя уникальные почвы, состоящие из наложенных друг на друга почвенных профилей, перекрытых пепловыми прослоями (Васильев Н. Б., 2019). Поскольку именно пирокластика и лавы играют роль породообразующей материнской породой для почвенных профилей, было выдвинуто предположение, что микроэлементный состав, в большей степени, зависит от первичных минералов базальтов и андезитов, со следующей приуроченности микроэлемента к первичному минералу: Ni, Co, Zn, V – магнетит, ильменит, роговая обманка, пироксены; Cu – плагиоклазы (Васильев Н. Б., 2019).

Аккумуляция алюминия, натрия, титана больше направлена на органические горизонты, что также предположительно связано с их миграцией из подстилающей

пирокластики (Васильев Н. Б., 2019). Была также отмечена особенность распределения натрия в почвенном профиле: он аккумулируется в органогенных горизонтах, но отсутствует почти во всех шлаковых горизонтах (Васильев Н. Б., 2019).

Вулканические почвы, сформированные на лавовых потоках, имеют некоторые особенности. Продукты извержения, представленные туфами, являются лёгкой пористой породой (Васильев Н. Б., 2019). Поэтому почвы, сформировавшиеся на застывших лавах, имеют меньшую мощность почвенного профиля по сравнению с почвами на пирокластических отложениях (Васильев Н. Б., 2019). На застывших лавах процессы почвообразования протекают медленно, что также выражается в маломощности почвенного профиля южной части Толбачинского дола (Васильев Н. Б., 2019).

2.4 Особенности растительности плато Толбачинский дол

Что касается растительности Толбачинского дола, она весьма гетерогенна, что связано с разнородными вулканическими образованиями, образующими поверхность дола (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009). В основном это лавовые потоки разного возраста – от раннеголоценовых до современных, поля аккумуляции тефры, а также шлаковые конусы (Гришин С.Ю., Шляхов С.А., 2009).

Как отмечено в работе Кораблева А.П. 2011 года, «современный вулканизм значительно нарушает естественные закономерности структуры растительного покрова и поддерживает существование пионерных и серийных растительных сообществ и группировок на обширных территориях». Как уже было отмечено, в результате мощного пеплопада летом 1975 г растительный покров был уничтожен на площади около 170 км² на расстоянии до 11 км от эпицентра извержения, и поврежден на еще более обширной территории (Кораблев А.П., Нешатаева В.Ю., 2016).

На сегодняшний день растительные сообщества Толбачинского дола отличаются от сообществ фоновых местообитаний (плато Ушковский дол, по Некрасов Т.Л., Кораблёв А.П., 2019) значительной степенью вулканогенной трансформации, которая выражается в изменении структуры сообществ, существенных отличиях во флористическом составе, количественных соотношениях видов-доминантов, содоминантов и подчиненных видов и в нарушении соотношения различных экологических групп видов по сравнению с сообществами, не подверженными сильному влиянию вулканизма (Кораблев А.П., 2011). В целом, в сообществах присутствуют/доминируют виды, обычные для начальных стадий зарастания вулканических отложений (Кораблев А.П., 2011). Большинство растительных сообществ являются вулканогенно-трансформированными аналогами уже известных типов сообществ, распространенных в фоновых районах Камчатки, однако они значительно

отличаются от них структурой фитоценозов, флористическим составом, положением в сукцессионных рядах (Кораблев А.П., 2011). Характер протекания первичных сукцессий на тefре зависит от степени подвижности тefры, расстояния до ближайших источников семян, а также от высоты над уровнем моря (Кораблев А.П., 2011).

В работе Кораблева А. П. и др. 2018 года по растительности Толбачинского дола выделены следующие стадии сукцессии: 1 – первичной колонизации (разреженные мохово-лишайниковые и травяные группировки); 2 – закрепления субстрата и развития трав и мхов (мохово-лишайниковые и травяные группировки сомкнутостью >5%, моховые и злаковые (*Leymus interior*) сообщества); 3 – поселения древесных видов и начала дифференциации вертикальной структуры (кустарниковые и стланиковые группировки); 4 – смыкания стлаников и развития деревьев (древесные группировки и стланиковые сообщества); 5 – формирования лесных сообществ (лиственничные, тополевые, березовые леса и редколесья) (Кораблев А.П. и др., 2018б). Данные стадии были выделены на основании обобщенных характеристик растительного покрова: степень развития горизонтальной и вертикальной структур и доминирующие жизненные формы растений по Walker, del Moral, 2003 и Walker et al., 2010. По результатам данного исследования (Кораблев А.П. и др., 2018б) на плато Толбачинский дол на первых трех стадиях развития растительного покрова успешно развиваются как мхи и лишайники, так и поликарпические травы (как по проективному покрытию, так и по числу видов). В наиболее суровых условиях на первой стадии развития лесной растительности мхи незначительно уступают травам по проективному покрытию и видовому богатству (Кораблев А.П. и др., 2018б). Нужно заметить, что ранее (1980-е гг.) на пеплово-шлаковых полях Толбачинского дола исследователями не были обнаружены мхи, вероятно из-за сильной подвижности субстрата (Кораблев А.П. и др., 2018б). На участках, где продолжается активная эрозия, мхи *Niphotrichum canescens*, *Politrichum piliferum*, *Racomitrium lanuginosum* представлены единичными экземплярами, закрепившимися на отдельных гранулах тefры (Кораблев А.П. и др., 2018б).

2.5 Природоохранная деятельность на исследуемой территории

Территория исследования расположена в пределах природного парка регионального значения «Ключевской», который в 2001 году был включен в объект Всемирного наследия ЮНЕСКО в номинации «Вулканы Камчатки» (рис. 5). «Вулканы Камчатки» был образован 6 декабря 1996 года и на данный момент объединяет шесть особо охраняемых природных территорий Камчатского полуострова: Кроноцкий заповедник, Южно-Камчатский федеральный заказник и природные парки «Налычево», «Южно-Камчатский»,

«Быстринский» и «Ключевской», которые находятся сегодня под управлением КГБУ «Природный парк «Вулканы Камчатки» (<http://www.vulcanikamchatki.ru/novosti...>). В 2017 году природный парк «Вулканы Камчатки» был объявлен одним из самых посещаемых объектов в списке Всемирного наследия ЮНЕСКО.

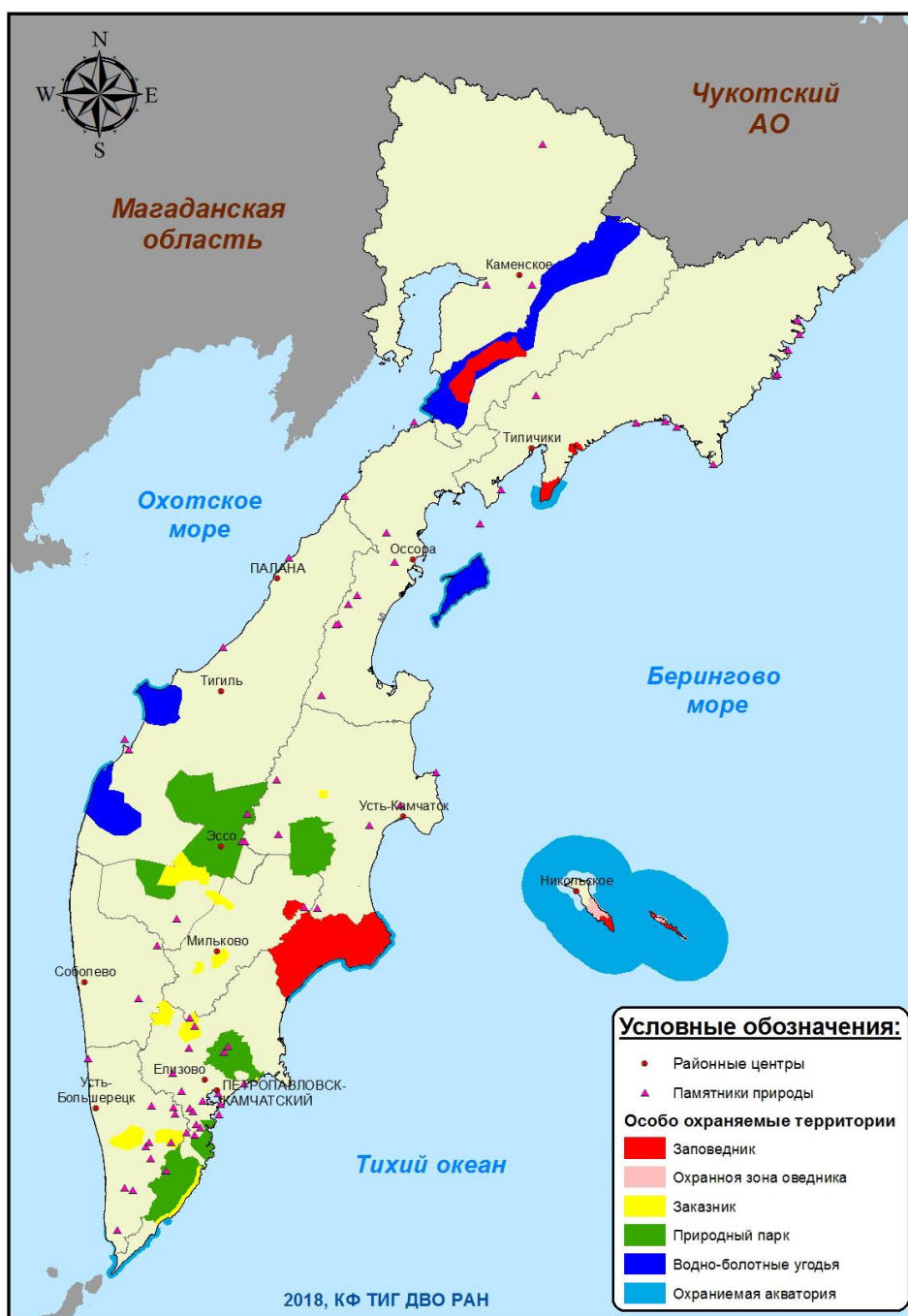


Рисунок 5. Карта-схема особо охраняемых природных территорий Камчатского края и водноболотных угодий международного значения по состоянию на 01.01.2019 года (Доклад..., 2019)

Площадь природного парка — 375 981 га (<http://www.kamchatsky-krai.ru/geography...>). Природный парк располагается на территории Усть-Камчатского

муниципального района, частично (юго-западный участок парка) захватывает территорию Мильковского муниципального района (<http://www.kamchatsky-krai.ru/geography...>).

На территории природного парка «Ключевской» ведется мониторинг туристического потока, что позволяет отслеживать возникающие потребности и угрозы и оперативно на них реагировать (Доклад..., 2019). В 2016 году для контроля и упорядочивания турпотоков к месту Нового Толбачинского трещинного извержения 2012-2013 годов у подножья вулкана Плоский Толбачик начато строительство туристической базы и инспекторского кордона. За 2016-2017 гг. построены дом инспектора, две столовых, обустроен родник (единственный в данной местности) (Доклад..., 2019).

3 Материалы и методы

3.1 Полевые работы

Полевая часть работ была проведена летом 2018 и 2019 г в ходе Камчатских геоботанических экспедиций Ботанического института им. В.Л. Комарова Российской Академии Наук. В августе 2019 года мной был проведен отбор образцов проб лавовых потоков Клешня и Алаид по точкам, где в 2018 году были отобраны образцы тефры, а также сделаны геоботанические описания сообществ. Кроме участков на лавовых потоках, в 2018 году по всей территории Толбачинского дола было отобрано еще 29 проб. Все пробы тефры отбирались методом конверта. Всего нами были проанализированы 46 проб тефры, из которых 18 находятся на участках лавовых потоков, выходящих на дневную поверхность (рис. 1).

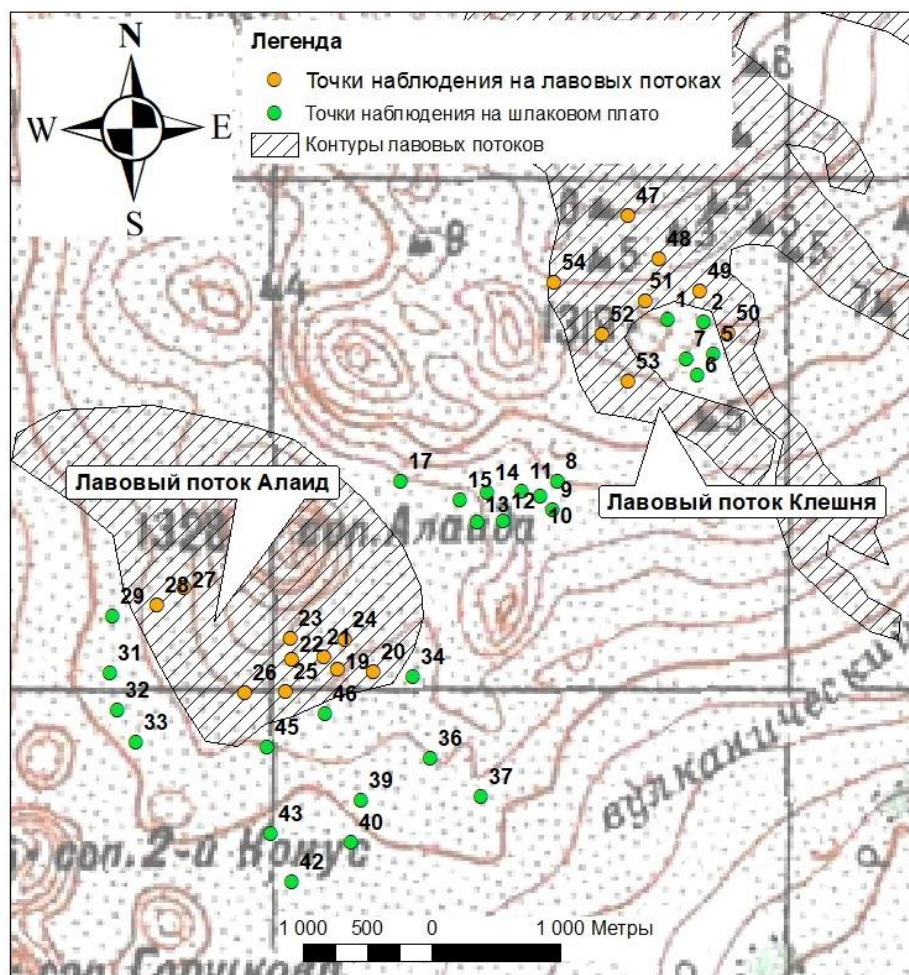


Рисунок 2. Карта фактического материала

Также для каждой точки наблюдения были отмечены абсолютная высота, расстояние до источников семян (уцелевших тундр), расстояние до эпицентра БТТИ

превышение поверхности микрорельефа, размер выходов лавы, размерность частиц тефры, мощность слоя тефры (до захороненной почвы).

3.2 Лабораторные исследования

Далее в лабораторных условиях была проведена подготовка проб к дальнейшему анализу. Изначально пробы были просушены в сушильном шкафу при 100°C до воздушно-сухого состояния. Далее пробы с высоким содержанием песчаной фракции были растерты в агатовой ступке и измельчены в шаровой мельнице, после чего пробы были просеяны через сито с диаметром ячейки 0,2 мм.

Для определения валового содержания тяжелых металлов был использован метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Измерения проводились на приборе ICP-9000 на базе РОЦ Химия СПбГУ. Перед проведением измерений навески были переведены в жидкую фазу методом разложения проб с использованием микроволновой печи минерализатора на валовое содержание элементов в пробе (Методика..., 2008).

Определение элементного состава проб тефры на всей изучаемой территории, а также подстилающих лавовых потоков Клешня и Алаид проводили методом рентгенофлуоресцентного анализа на приборе EDX-8000P базе РОЦ «Методы анализа состава вещества» СПбГУ. Также для исследования распределения микроэлементов в 16 пробах тефры с участков на лавовых потоках был использован метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой.

Также для определения валового содержания элементов Cu, Cr, Co, Cr, V, Ni, Li, Zn, P, S, Ca был использован метод атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой. Измерения проводились на приборе ICP-9000 на базе РОЦ «Методы анализа состава вещества» СПбГУ. Перед проведением измерений навески были переведены в жидкую фазу методом разложения проб с использованием микроволновой печи минерализатора на валовое содержание элементов в пробе (Методика..., 2008). Градуировочные растворы для каждого исследуемого элемента были приготовлены с массовой концентрацией элементов 0,001, 0,01, 0,1, 1, 10, 50 и 100 мг/л. Измерения проводили по следующим длинам волн: Co – 228,616 нм, Cr – 205,552 нм, Cu – 213,598 нм, V – 292,402 нм, Zn – 202,548 нм, Mn – 257,610 нм, Ni – 231,604 нм, Li – 670,784 нм, P – 213,618 нм, S – 180,731 нм, Ca – 183,801 нм.

3.3 Статистическая обработка и графические построения

Далее была проведена первичная обработка полученных данных с помощью стандартного пакета Microsoft Excel, статистическая обработка с помощью пакета Statistica 7, а также в программной среде R.

Были использованы статистические методы: корреляционный анализ (с применением коэффициента корреляции Пирсона), метод главных компонент (principal component analysis PCA), алгоритм неметрического многомерного шкалирования (NMDS, nonmetric multidimensional scaling – Красскел, 1986) при уровне значимости $p < 0.05$.

Для всех исследованных элементов (Si, Al, Fe, Ca, Ti, K, Mn, Sr, Zr, Cu, Cr, Co, V, Ni, Li, Zn, P, S,) нами были рассчитаны коэффициенты концентрации. Расчет провели по формуле $K_c = K_i / K_b$, где K_i – концентрация конкретного элемента в данной пробе, K_b – региональный фон данного элемента для восточного района северной провинции Камчатки (по Л. В. Захарихиной и Ю. С. Литвиненко, 2019).

Суммарный геохимический показатель Z_c был рассчитан, по формуле: $Z_c = \sum K_c - (n - 1)$, где n – количество элементов, превышающий региональный фон в данной пробе (Сагет Ю.Е. и др., 1990). Для расчета показателя учитывались элементы, коэффициент концентрации которых был $Z_c > 1$.

Карты были построены с помощью программы ArcGIS 10.1. В качестве топоосновы нами был использован номенклатурный лист топографической карты N-57-V. Все карты были построены в географической системе координат Pulkovo-1942, в проекции Гаусса-Крюгера для зоны с центральным меридианом 159° . Для построения карт распределения коэффициентов концентраций элементов K_c и суммарного геохимического показателя Z_c пользовались модулем SpatialAnalyst. Для интерполяции данных (построения непрерывной поверхности) использовали метод обратно взвешенных расстояний (ОВР) по Лебедев С.В., Нестеров, Е. М., 2018.

4 Результаты и обсуждение

4.1 Геохимическая характеристика почвообразующей породы (тефры) всей исследуемой территории

Для общей характеристики эколого-геохимических особенностей почвообразующих пород вулканического плато Толбачинский дол нами был проанализирован состав поверхностных проб тефры со всей исследуемой территории методом рентгено-флуоресцентного анализа. Для всех обнаруженных данным метом элементов (Si, Al, Fe³⁺, Ca, Ti, K, Mn, Sr, Zr, Cu, Cr³⁺) нами были рассчитаны коэффициенты концентрации.

В тефре исследуемой территории наибольшие концентрации характерны для Si (мединана 18%), Fe (мед. 7,8%), Ca (мед. 7,5%) и Al (мед. 7%). Дальнейший ряд элементов, составляющих большую часть тефры: K (мед. 0,95%), Ti (мед. 0,75%), Mn (мед. 1048 ppm), Cr (мед. 468 ppm), Sr (мед. 340 ppm). Наименьшие концентрации наблюдаются для Zr (мед. 113 ppm), Cu (мед. 98 ppm). Распределение Fe, Cr, Zr, K, Si, Ca, а также Mn, Ti, Cu и Al (при исключении выделяющихся значений) подчиняются нормальному закону.

Как видно на рисунках 1 и 3, концентрации Fe, Ca и Ti по всей изучаемой территории стабильно превышают региональный фон примерно в 1,5 раза. Вероятно, это обусловлено тем, что данные элементы являются типоморфными для основных вулканитов и для андезитовых приповерхностных пеплов исследуемой территории (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019в), и для пород Толбачинского массива в сравнении с породами других вулканов ЦКД в целом характерно обогащение данными элементами (Чурикова Т.Г. и др., 2017б). Пониженные концентрации были отмечены лишь в нескольких точках и вероятно связаны с локальными превышениями микрорельефа.

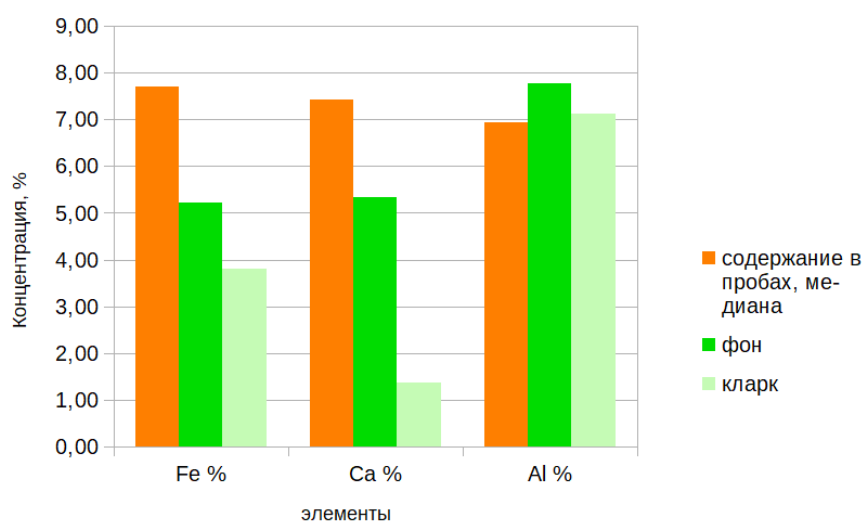


Рисунок 3. Концентрации Fe, Ca, Al в пробах тефры на изучаемой территории (медиана), кларк (по Ярошевскому, 2014), региональный фон для Восточного района Северной провинции Камчатки (по Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б)

Концентрации Al, Mn (рис. 1, 2), в большинстве проб немного занижены по сравнению с региональным фоном. На участках, где залегают лавовые потоки Клешня и Алаид наблюдаются незначительные повышенные концентрации Al, рельеф по-видимому влияет на его распределение в меньшей степени, поскольку данные участки расположены на локальных возвышенностях.

Содержание K, Sr и Zr (рис. 2, 3) по всей исследуемой территории варьирует примерно на уровне регионального фона. Повышенные концентрации K также связаны с участками, где залегают лавовые потоки Клешня и Алаид, а также с близлежащими к ним понижениями в мезорельефе.

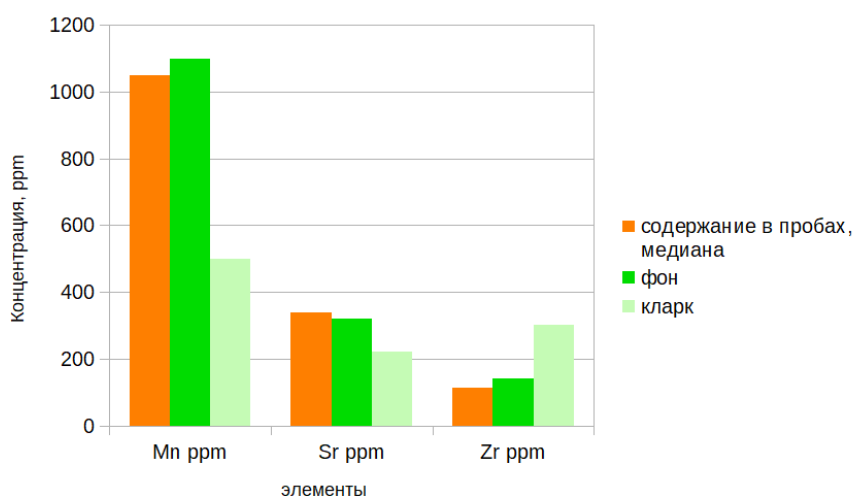


Рисунок 2. Концентрации Mn, Sr и Zr в пробах тefры на изучаемой территории (медиана), кларк (по Ярошевскому, 2014), региональный фон для Восточного района Северной провинции Камчатки (по Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б)

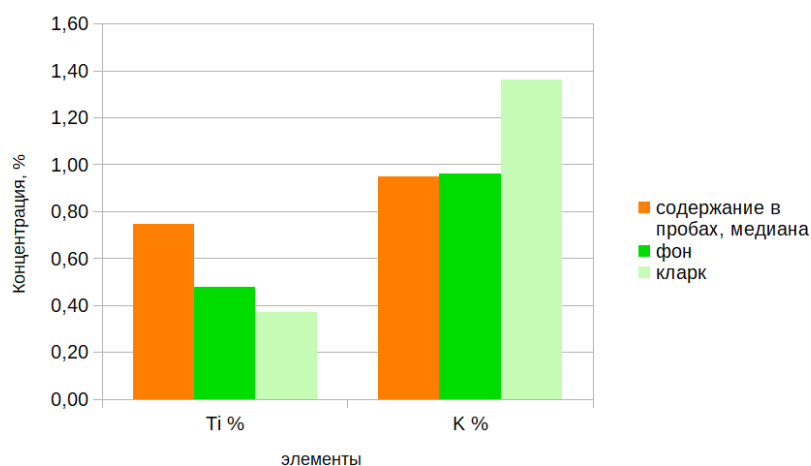


Рисунок 3. Концентрации Ti и K в пробах тefры на изучаемой территории (медиана), кларк (по Ярошевскому, 2014), региональный фон для Восточного района Северной провинции Камчатки (по Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б)

Особый интерес вызывают элементы, концентрации которых наиболее изменчивы на исследуемой территории – Cu и Cr (рис. 4). По данным элементам также наблюдается наибольший разброс значений коэффициентов концентрации. Для них нами были построены геохимические карты (рис. 5, 6) распределения в тefре исследуемой территории.

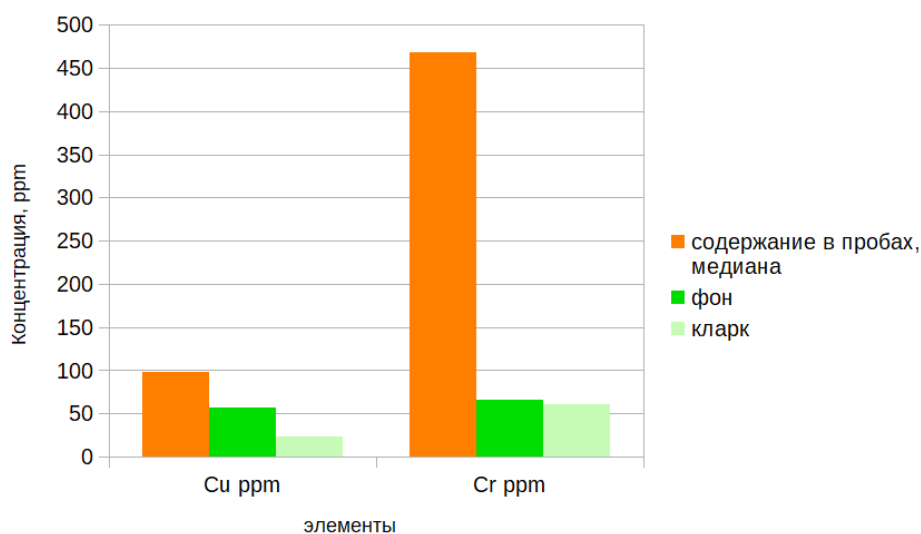


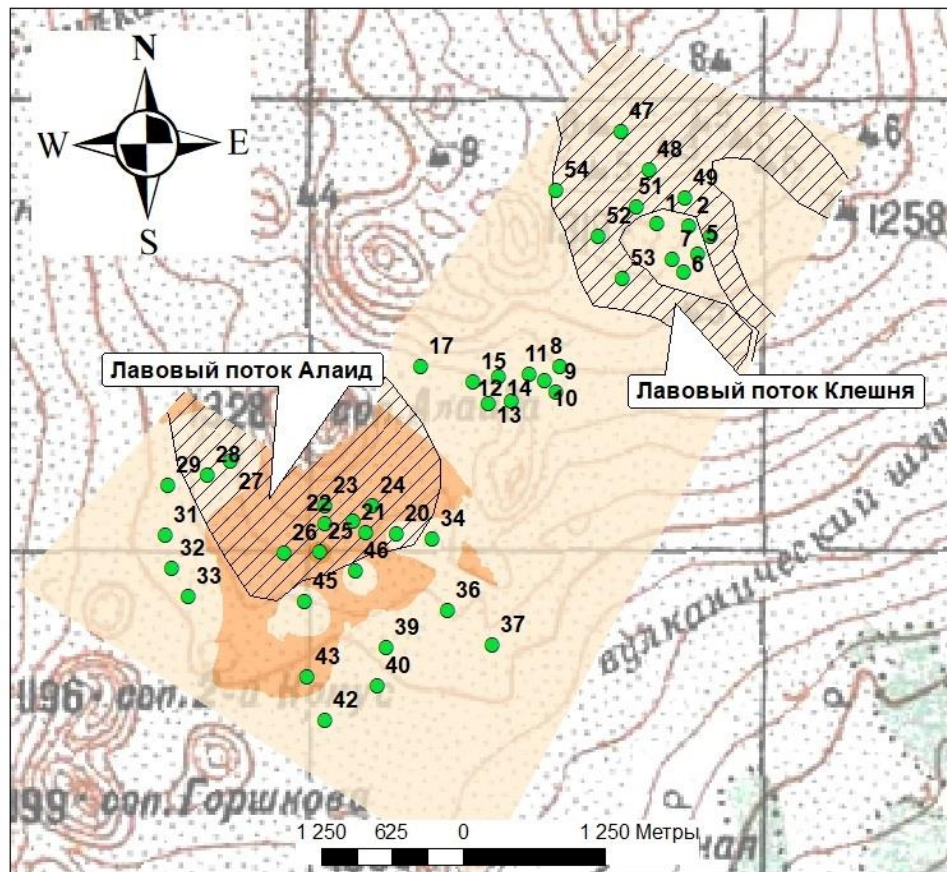
Рисунок 4. Концентрации Cu и Cr в пробах тefры на изучаемой территории (медиана), кларк (по Ярошевскому, 2014), региональный фон для Восточного района Северной провинции Камчатки (по Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б), для почв

Концентрации Cu превышают региональный фон в каждой точке наблюдения, до 5 раз в 2 точках на участке лавового потока Алайд.

Концентрации Cr имеют превышения регионального фона в среднем в 7 раз.

Для дальнейшего выяснения связи распределения элементов по исследуемой территории с факторами рельефа нами был проведен корреляционный анализ при помощи пакета Statistica 7. Достоверной корреляции коэффициента концентрации Cu с такими показателями рельефа, как абсолютная высота, превышения поверхности микрорельефа, положение в мезорельефе обнаружено не было.

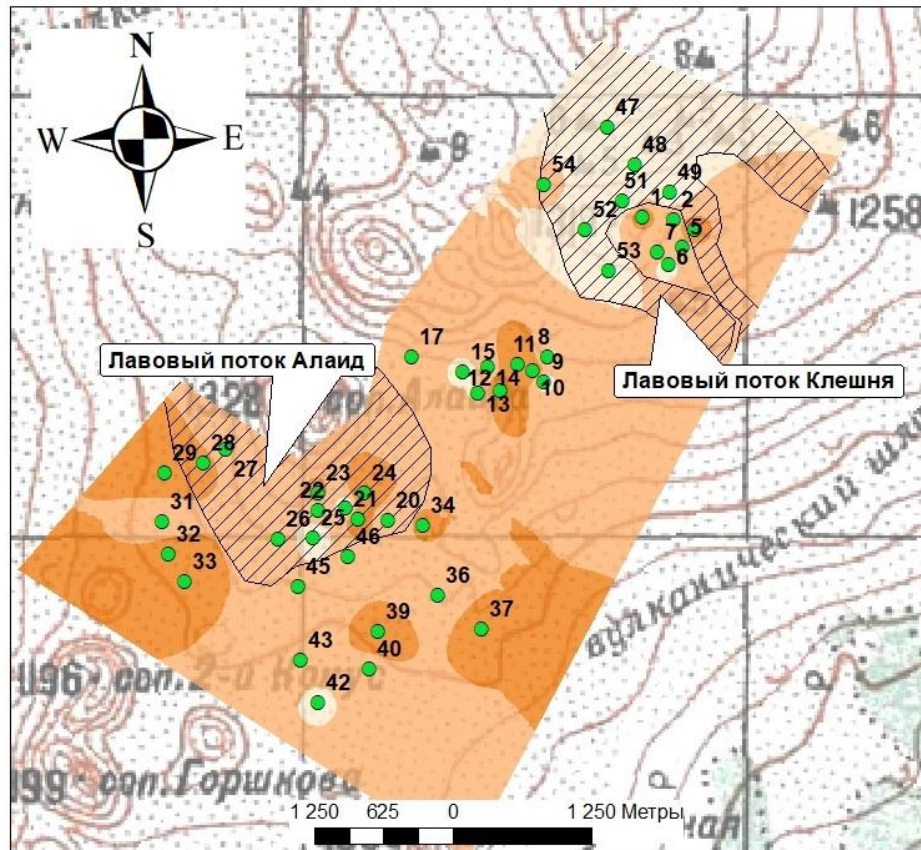
Распределение Cr же, в целом, отражает характер рельефа местности, как видно на рисунке 6, однако по результатам корреляционного анализа это подтверждается лишь слабой обратной связью концентраций Cr с абсолютной высотой точки наблюдения.



Легенда

- Точки наблюдения
 - ▨ Контуры лавовых потоков, выходящих на дневную поверхность
- Кс С_i**
- <2
 - 2 - 4
 - 4 - 5.2

Рисунок 5. Геохимическая карта распределения коэффициента концентрации C_i в тефре



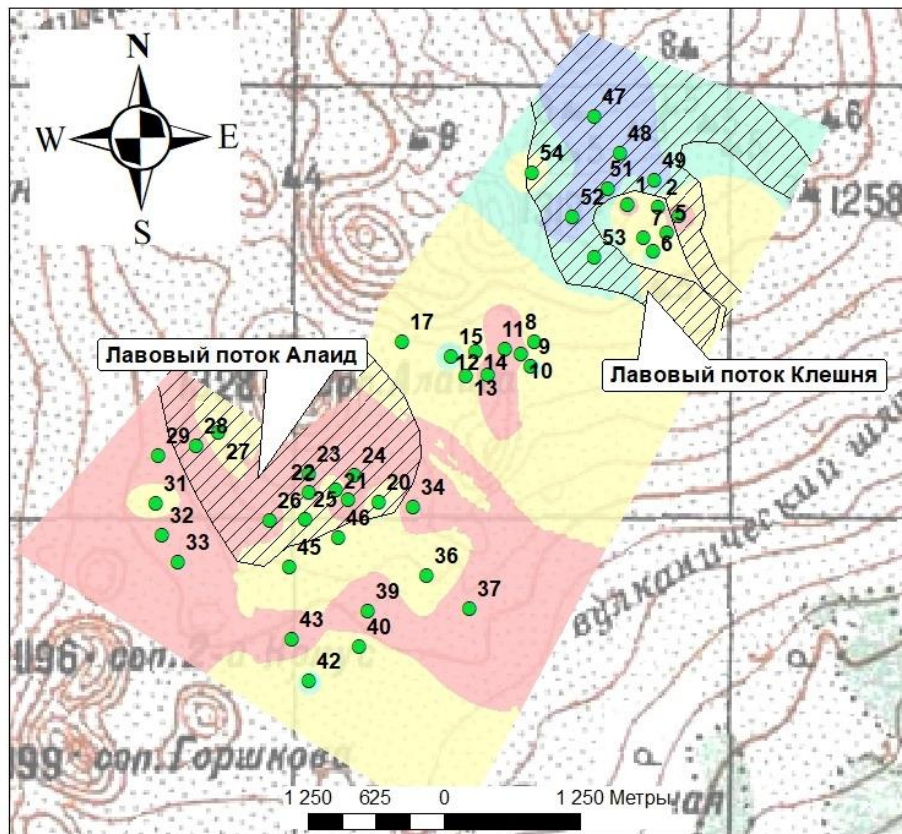
Легенда

- Точки наблюдения
- ▨ Контурь лавовых потоков, выходящих на дневную поверхность
- Кс Сг**
- <6
- 6 - 8
- 8 - 13,6

Рисунок 6. Геохимическая карта распределения коэффициента концентрации Сг в тефре

Высокие концентрации Си и Сг соотносятся с данными из литературы (Васильев Н.Б., 2019), и могут быть обусловлены тем, что Сг и Си также являются одними из типоморфных элементов для основных вулканитов и для андезитовых приповерхностных пеплов исследуемой территории (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С, 2019в).

Далее нами был рассчитан суммарный геохимический показатель для всех точек пробоотбора поверхностной тефры (Сагт Ю.Е. и др., 1990). На основе суммарного показателя Zс была построена интегральная геохимическая карта распределения изучаемых элементов в тефре Толбачинского дола (рис. 7).



Легенда

- Точки наблюдения
 - ▨ Контуры лавовых потоков, выходящих на дневную поверхность
- Интегральный показатель Z_c**
- <6
 - 6 - 8
 - 8 - 10
 - 10 - 16

Рисунок 7. Интегральная геохимическая карта распределения исследуемых элементов в тefре вулканического плато Толбачинский дол

В целом, значения суммарного геохимического показателя Z_c увеличиваются с севера на юг, что, вероятно, связано с особенностями рельефа (как видно на топооснове) и латеральной миграцией элементов. Частично это подтверждается слабой отрицательной связью Z_c с абсолютной высотой. Нужно заметить, что суммарный показатель Z_c в той же степени имеет слабую отрицательную связь с удаленностью от эпицентра Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 г., однако это объясняется тем, что для исследуемых точек наблюдения расстояние до эпицентра сильно коррелирует с абсолютной высотой ($r=0,94$, $p<0,05$), и поверхностная тefра всей исследуемой территории была извержена в одно время (финальная стадия извержения Северного прорыва БТТИ), то есть изначально имела одинаковый состав, мы можем утверждать, что в данном случае на распределение показателя Z_c в большей степени влияет абсолютная высота.

Участки, на юге исследуемой территории, где данный показатель принимает пониженные значения, в основном связаны с локальными особенностями мезорельефа. Например, в точке 42 на шлаковом поле показатель Z_c принимает низкое значение, относительно соседних точек, но данная точка находится на локальной возвышенности. На северо-востоке исследуемой территории, у лавового потока Клешня, в точках 2, 50, 5 показатель Z_c принимает меньшие значения, по сравнению с соседними, но эти точки также расположены ниже. В центре исследуемого полигона повышение значений показателя Z_c также связано с локальным понижением рельефа.

Среднее значение суммарного показателя Z_c на исследуемой территории составляет 9. Максимальное значение (16) данный показатель принимает в точке 11, также приуроченной к локальному понижению рельефа. Для всей исследуемой территории значение показателя Z_c не превышает 16, следовательно, вся исследуемая территория характеризуется допустимым уровнем загрязнения (Методические указания..., 1999). Очевидно, данное превышение концентраций элементов относительно фона не является антропогенным загрязнением и связано с локальными особенностями вулканической активности.

Наибольший вклад в изменение суммарного геохимического показателя Z_c вносят элементы Cr, Cu, тогда как элементы с наибольшими концентрациями (Fe, Si, Al, Ti) изменяются не так значительно, поскольку являются породообразующими, значения их коэффициентов изменяются не так значительно, что, вероятно, связано с тем, что они являются слабо подвижными (по Польшину – Белицина Г. Д., Васильевская В. Д. и др., 1988; Добровольская М.Г., 2007).

Также нами были проанализированы данные по элементному составу тефры с точек наблюдения, расположенных на участках лавовых потоков Клешня и Алайд (точки наблюдения: 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54), полученные методом ICP-AES для элементов: Co, V, Zn, Ni, Li, P, S.

Во всех пробах концентрации Co (медиана 30 ppm) и V (мед. 201 ppm) незначительно превышают региональный фон, и примерно в 2 раза – кларк в земной коре (по Виноградову А.П., 1962). Стоит отметить, что концентрации V превышают ПДК для почв во всех пробах (ГН 2.1.7.2041-06). Однако его высокие содержания, как и Co обусловлены тем, что относятся к типоморфным элементам основных вулканитов и андезитовых приповерхностных пеплов исследуемой территории (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в).

Ni (мед. 82 ppm) является умеренно опасным тяжелым металлом (по Водяницкий Ю.Н., 2017). Его концентрации в пробах тефры превышают региональный фон и кларк в земной коре среднем в 4 раза, до 153 ppm. Ni также является одним из типоморфным элементов основных андезитовых приповерхностных пеплов исследуемой территории (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019в), чем и обусловлены его высокие концентрации. Высокие концентрации данных элементов также соотносятся с литературными данными (Васильев Н.Б., 2019).

Концентрации Р (мед. 888 ppm) несколько ниже фона, на уровне кларка в почвах. Zn (мед. 30 ppm) является особо опасным тяжелым металлом (по Водяницкий Ю.Н., 2017), однако его содержание в пробах также ниже регионального фона и кларка в земной коре примерно в 2 раза. Стоит отметить, что в работе Васильева Н.Б., 2019 г. Zn описан как элемент, концентрация которого превышает региональный фон.

Концентрации Li (мед. 11 ppm) колеблются на уровне регионального фона, однако это довольно редкий элемент для Восточного района Северной почвенной провинции Камчатки, поэтому его содержание примерно в 3 раза ниже кларка (Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С., 2019б).

Для S (мед. 1325 ppm) фоновые концентрации не рассчитаны, однако ее содержание во всех пробах превышает кларк почв примерно в 2 раза (по Виноградову А.П., 1962).

4.2 Характеристика растительности на исследуемых пробных площадях

Растительность по всей исследуемой территории представляет собой весьма разреженные группировки, как правило, травяные, но встречаются и мохово-лишайниковые. Проективное покрытие сосудистых растений на пробных площадях лавовых потоков Клешня и Алайд варьирует от 0 до 4% (рис. 8 и 9). Проективное покрытие мхов и лишайников – от 0,5 до 20%. Всего было встречено 29 видов сосудистых растений, и более 7 родов мхов и лишайников (гербарные образцы находятся на стадии определения). На каждой пробной площади число видов сосудистых растений варьировало от 0 до 16. Большинство сообществ находятся на 1 стадии сукцессии (первичная колонизация – разреженные мохово-лишайниковые и травяные группировки), 6 – на 2 стадии сукцессии, закрепления субстрата и развития трав и мхов (мохово-лишайниковые и травяные группировки сомкнутостью >5%, моховые и злаковые (*Leymus interior*) сообщества) (по А. П. Кораблев и др., 2018б).



Рисунок 8. Растительный покров на участке лавового покрова Алайд (фото Железиной А.)



Рисунок 9. Растительный покров на участке лавового покрова Клешня (фото автора)

4.3 Характеристика различия элементного состава тефры на участках лавовых потоков Алаид и Клешня

Для сравнения элементного состава тефры участков, находящихся на разных лавовых потоках, и определения влияния разного состава подстилающих лав на различия элементного состава тефры, мы более подробно рассмотрели точки наблюдения, расположенные на участках лавовых потоков Клешня и Алаид (точки наблюдения: 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53, 54). А именно, методом анализа главных компонент (РСА) изучили распределение элементного состава для поверхностного горизонта и отдельно для погребенных лав.

По результатам РСА (рис.10, 11) мы можем видеть, что точки с разных лавовых потоков группируются в соответствии с этими потоками и различаются между собой. В большей степени по 1 фактору (на рисунке PC1), с которым отрицательно коррелируют – Si и Al ($r=-0,91$ и $-0,83$ соответственно).

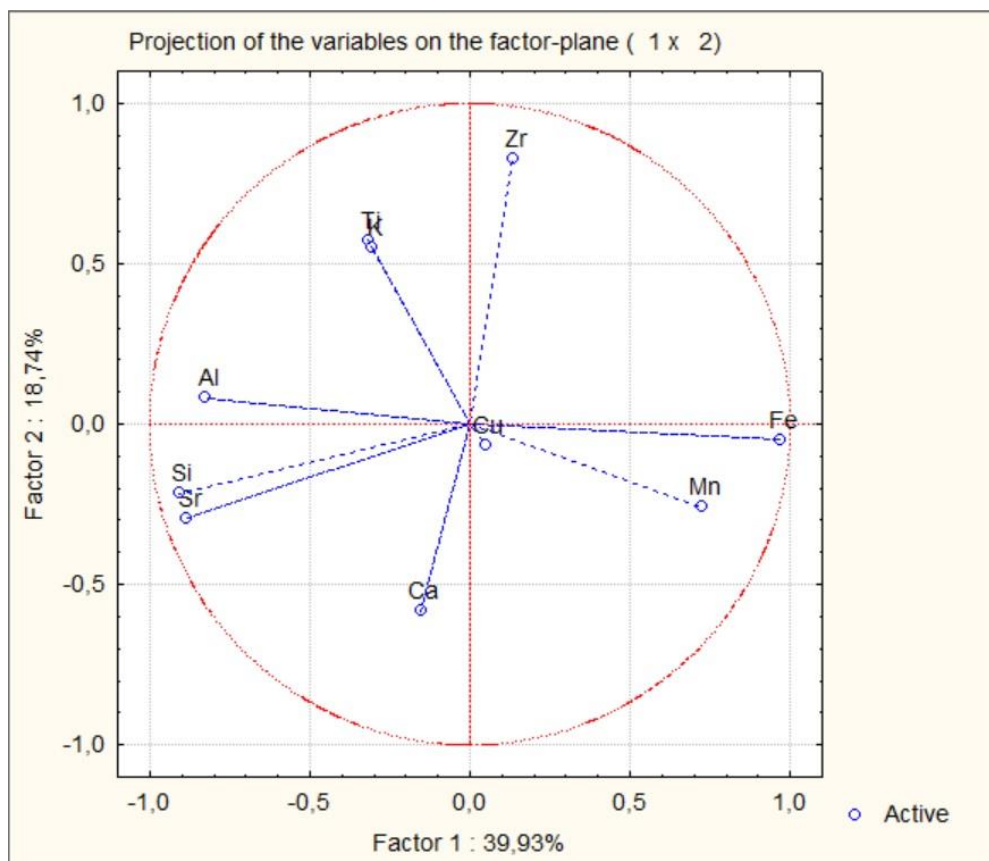


Рисунок 10. Диаграмма “biplot” РСА, выполненная по элементному составу (РФА) образцов лав разных потоков – проекция переменных

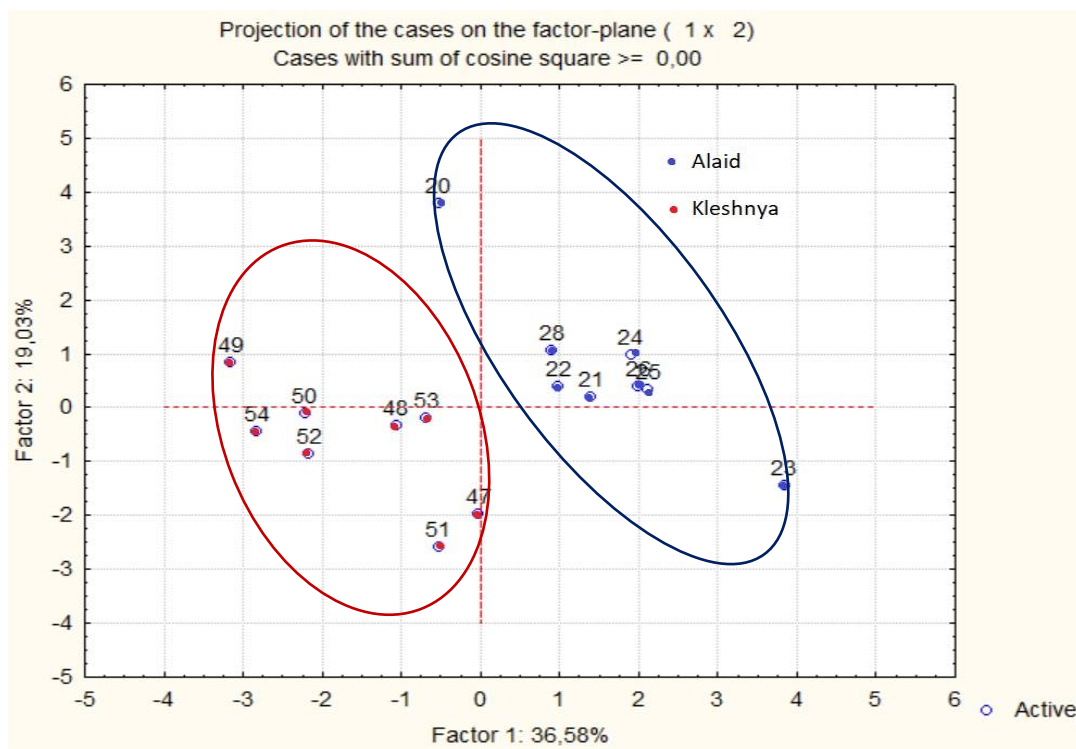


Рисунок 11. Диаграмма “biplot” PCA, выполненная по элементному составу (РФА) образцов лав разных потоков – проекция точек наблюдения

Данный фактор вероятно определяется составом матрицы лав: Клешня – глиноземистый базальт, для которого характерно большее содержание Al и Si, чем для магнезиального базальта потока Алаид (Чурикова Т.Г. и др., 2017б; Гирина О.А., Баженов Е.В., 2015), что косвенно подтверждается нашими результатами (точных значений концентраций Mg методом РФА определить не удалось, однако судя по порядку содержаний Mg, его больше в пробах лав Алаида). Стоит отметить положительную корреляцию данного фактора PC1 с Fe ($r=0,97$). Вероятно, несколько низкие концентрации Fe в породах потока Клешня обусловлены тем, что в целом в данных лавах содержание Fe имеет довольно большой разброс.

Однако по результатам анализа главных компонент для тефры (рис. 12, 13) с тех же участков такой группировки по лавовым потокам не наблюдается. Кроме того, главные факторы, характеризующие распределение элементов в данных пробах тефры, не схожи с таковыми факторами для лавы. Вероятно, разное содержание Fe, Mn, Al, Si косвенно указывающее на тип базальтов, не влияет на различие составов поверхностного горизонта предположительно в связи с тем, что данные элементы мало подвижны.

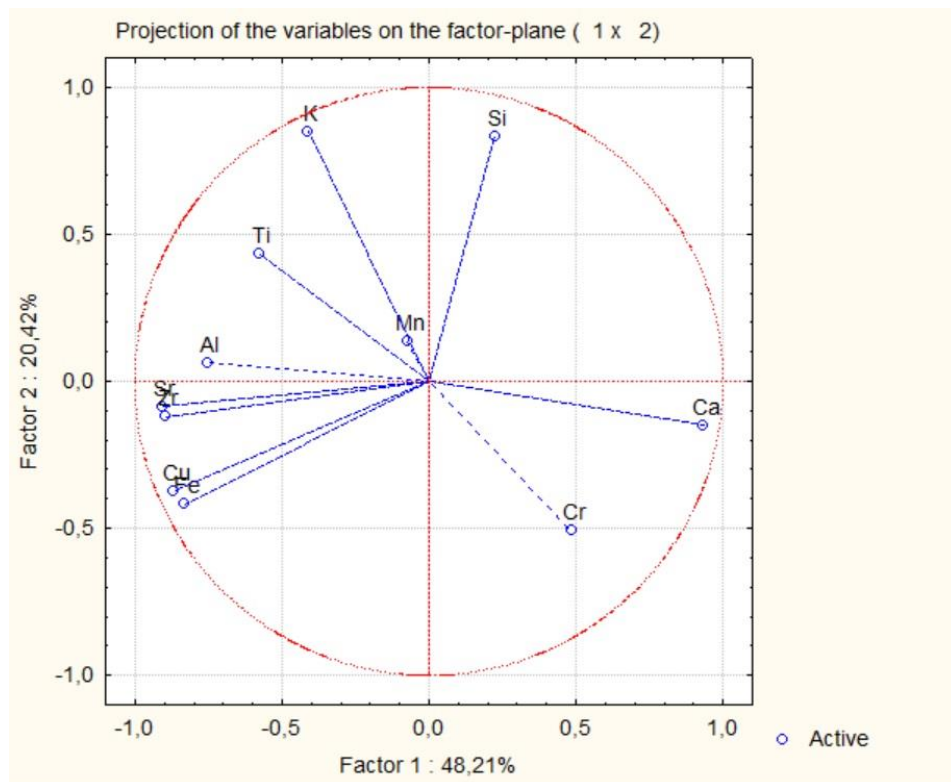


Рисунок 12. Диаграмма “biplot” PCA, выполненная по элементному составу (РФА) образцов тефры, покрывающей разные лавовые потоков – проекция переменных

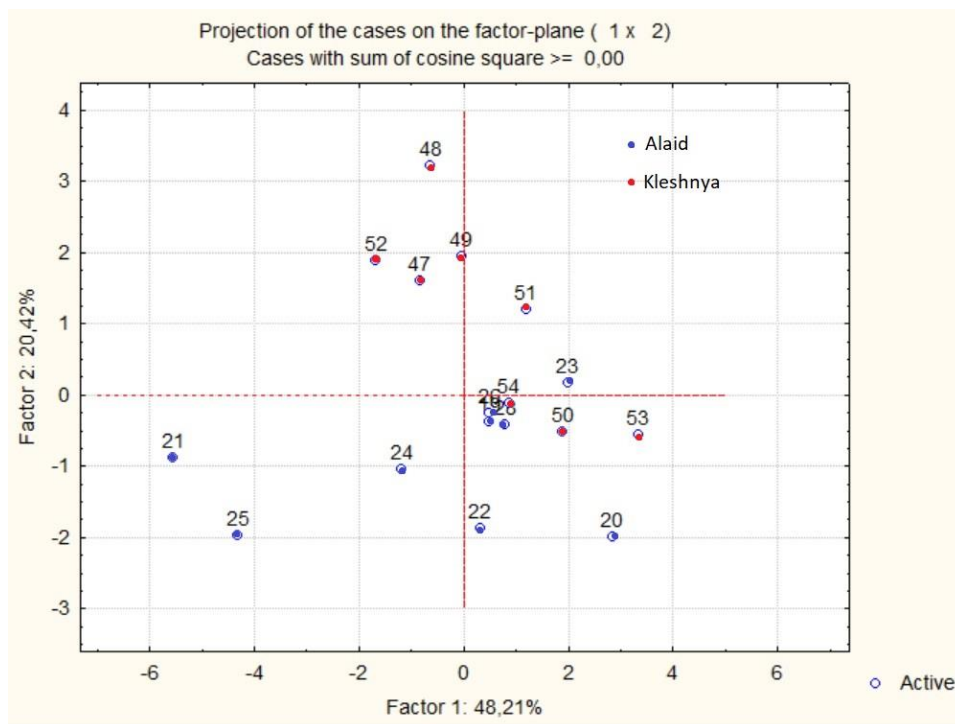


Рисунок 13. Диаграмма “biplot” PCA, выполненная по элементному составу (РФА) образцов тефры, покрывающей разные лавовые потоков – проекция точек наблюдения

Стоит также отметить, что распределение Al в разных лавах обратно таковому в тефре: медиана содержаний Al в тефре с участка магнезиального потока Алаид несколько больше, чем в тефре с глиноземистого потока Клешня.

Содержание Fe в тефре с участков разных лавовых потоков практически не дифференцировано, в отличие от его содержания в самих лавах. Различие медиан содержания Ca, Ti, Sr также гораздо больше для разных лавовых потоков, чем для покрывающей их тефры.

Концентрации K и Cu наоборот более контрастны в тефре с разных участков, чем в самих лавах. Кроме того, в лавах, в отличие от тефры на соответствующих точках пробоотбора, методом РФА не был обнаружен Sr.

Все вышеперечисленное также указывает на практически отсутствующую связь распределения изученных элементов в образцах лав с таковыми в тефре (лишь слабая связь присутствует для элементов Si и Zr). Вероятно, вертикальная миграция элементов «снизу-вверх» на исследуемой территории практически отсутствует в силу малого количества корней растений, не достигающих больших глубин, а также крупнозернистости частиц породы (тефры), из-за которой капиллярное поднятие ослаблено.

Для дальнейшего анализа тефры с данных участков мы исключили элементы, не отражающие различие элементного состава тефры, и концентрации которых велики (Fe, Si, Al, Ti), а также включили в анализ микроэлементы, которые не удалось зафиксировать методом РФА – Co, V, Ni, Li, Zn, а также P и S, для чего использовали данные ICP-AES.

По данным анализа главных компонент по перечисленным элементам состав тефры с точек наблюдения, находящихся на разных лавовых потоках все же, достаточно сильно различается (рис. 14, 15). В большей степени это связано с главным фактором, соответствующим оси PC1 на рисунке (объясняет 68% дисперсии данных по концентрациям элементов). По второму фактору (PC2) состав тефры между двумя данными участками отличается гораздо меньше.

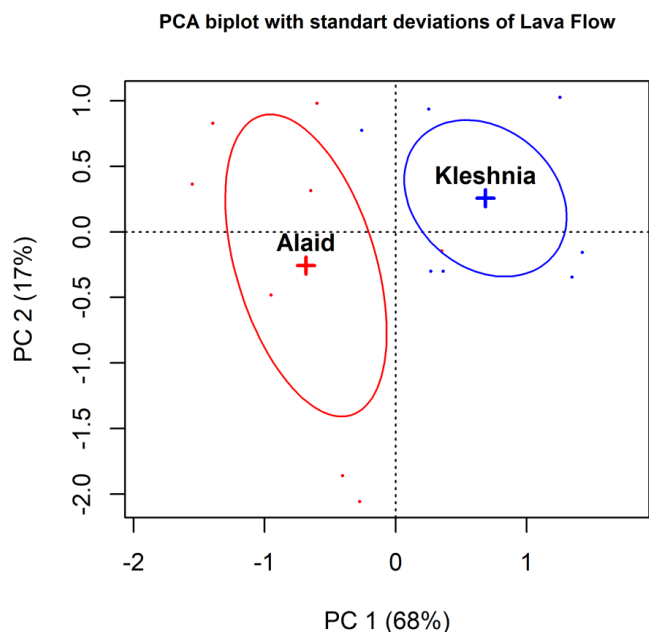


Рисунок 14. Диаграмма “biplot” PCA, выполненная по содержанию микроэлементов в тефре, покрывающей разные лавовые потоки – проекция точек наблюдения

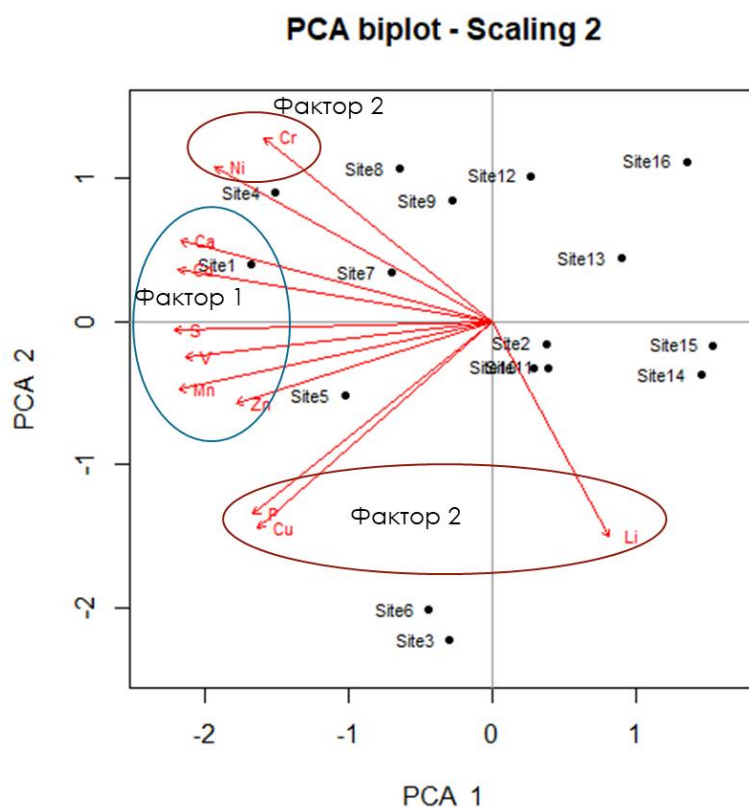


Рисунок 15. Диаграмма “biplot” PCA, выполненная по содержанию микроэлементов в тефре, покрывающей разные лавовые потоки – проекция переменных

Первый и основной фактор коррелирует с распределением практически всех исследуемых элементов отрицательно (коэффициент детерминации по элементам от 0,71

до 0,96), то есть, с увеличением значения данного фактора, концентрация всех элементов, кроме Li, падает (Li возрастает незначительно, его различающиеся концентрации в тефре с участков разных лавовых потоков может быть связано с тем, что высоко-К глиноземистые базальты, к которым относится Клешня, часто обогащены этим элементом (Churikova et al., 2001)).

Мы можем выдвинуть предположение, что данным фактором является направление, обратное латеральной миграции элементов (вероятно, практически все элементы переносятся стоком из повышений рельефа к понижениям).

Для выяснения связи распределения элементов по исследуемой территории с факторами рельефа нами был проведен корреляционный анализ в программе Statistica 7. Для этого отдельно был рассчитан суммарный показатель Zc уже по тяжелым металлам (Co, Cr, V, Ni, Zn – определены методом ICP-AES), в тефре на участках лавовых потоков Клешня и Алаид. Также была отдельно проанализирована связь Li, P и S с факторами рельефа.

По результатам анализа была выявлена слабая отрицательная связь показателя Zc для данных элементов с абсолютной высотой точек наблюдения ($r=-0,60$, $p<0,05$). Отрицательная корреляция с абсолютной высотой также была отдельно отмечена у Zn ($r=-0,7$, $p<0,05$). Клешня находится значительно выше Алаида, и как мы видели на карте распределения Zc (рис. 7), элементы концентрируются южнее, в области понижения. Таким образом, мы можем утверждать, что несмотря на достоверные различия в элементном составе тефры на разных лавовых потоках, эти различия связаны в первую очередь не с элементным составом самих лав, а с характером рельефа. Такое однонаправленное изменение концентрации большинства элементов также говорит о латеральной миграции элементов на исследуемой территории.

Кроме того, была выявлена слабая отрицательная связь концентраций Zn и P с мощностью тефры ($r=-0,66$ и $-0,57$ соответственно, $p<0,05$). Возможно данные элементы частично могут поступать в поверхностные слои тефры из погребенной почвы, благодаря растениям, однако данное предположение требует дальнейших исследований.

Что касается второго фактора (PC2), он влияет в первую очередь на P, Cu, Li (коэффициент детерминации $r^2=-0,59$, $-0,63$ и $-0,66$ соответственно, $p<0,05$), и на Cr ($r^2=0,56$, $p<0,05$). Данный фактор также положительно коррелирует с превышением поверхности микрорельефа. Мы можем предположить, что данный фактор является обратным содержанию органического вещества (например, чем больше содержание органического вещества в тефре, тем меньшее значение принимает данный фактор, и тем большие концентрации будут наблюдаться для P, Cu и Li). Для органического вещества характерно активное накопление Cu, Li, а P является биогенным элементом (все они

относятся к типоморфным элементам биогенеза по Добровольской М. Г., 2008), накопление Cr чаще имеет обратную корреляцию с содержанием органики.

4.4 Описание и объяснение различий между растительными сообществами на участках лавовых потоков Алаид и Клешня

Для описания различий между растительными сообществами совместно с моим научным консультантом А. П. Корблевым мы воспользовались методом неметрического шкалирования NMS в программной среде R. В данном анализе мы учитывали проективное покрытие, обилие видов, в отдельности покрытие мохово-лишайникового и травяно-кустарничкового ярусов. Также при расчете были учтены такие показатели, как расстояние до источников семян – уцелевших тундровых сообществ, микрорельеф точки наблюдения (она же пробная площадь - ПП), размер выходов лавы, абсолютная высота точек наблюдения, уклон местности, расстояние до эпицентра БТТИ, размер частиц тефры.

По данным анализа (рис. 16) растительные группировки на участках лавовых потоков Клешня и Алаид достаточно сильно различаются. С основным фактором (ординационная ось NMS1), который характеризует это различие, больше всего коррелируют проективное покрытие мхов и лишайников. Также положительная корреляция наблюдается с абсолютной высотой местности (коэффициент детерминации $r^2=0,82$), с расстоянием до эпицентра БТТИ ($r^2=0,88$), с увеличением поверхности выходов лавы ($r^2=0,75$), отрицательная – с удаленностью от уцелевшей тундры ($r^2=0,85$).

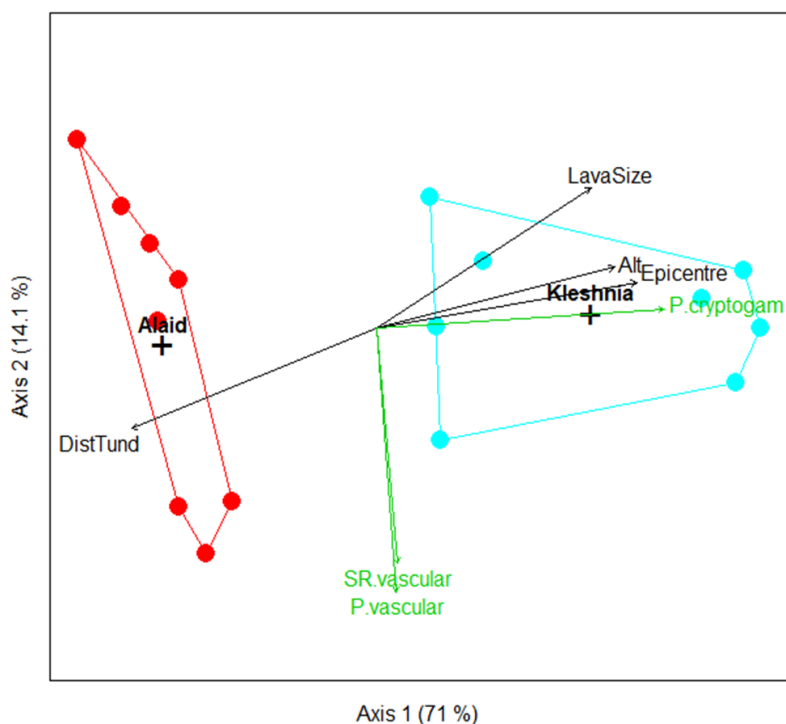


Рисунок 16. Результаты анализа растительных сообществ, произрастающих на участках лавовых потоков Клешня и Алаид, методом неметрического шкалирования (NMS), где *DistTund* -

удаленностью от уцелевшей тундры, *LavaSize* – размер выходов лав, *Alt* – абсолютная высота, *Epicentre* – расстояние до эпицентра БТТИ, *SR. vascular* - число видов сосудистых растений, *P. vascular* – проективное покрытие сосудистых растений, *P. cryptogam* – проективное покрытие лишайников и мхов.

Поскольку мы сравниваем лишь участки на лавовых потоках, при том довольно удаленных друг от друга, мы не можем расшифровывать данный фактор как что-то иное, кроме характеристики различий растительных сообществ на потоках Алаид и Клешня.

Вероятно, существенное различие проективного покрытия лишайников и мхов на разных лавовых потоках связано с большим количеством выходов лав на участке потока Клешня (на каменистой лаве лишайникам и мхам проще закрепиться, чем на подвижной тефре).

На рисунке 17 мы добавили оси PC1 и PC2, полученные при анализе распределения элементов в тефре методом главных компонент.

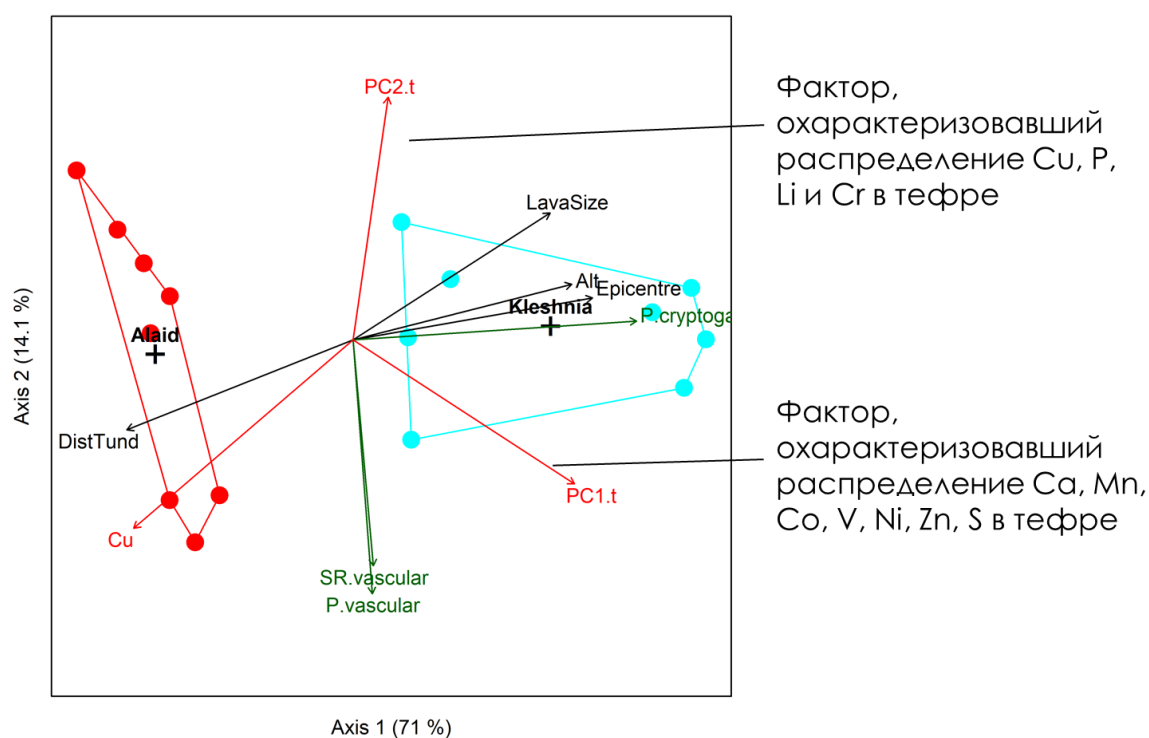


Рисунок 17. Результаты анализа растительных сообществ, произрастающих на участках лавовых потоков Клешня и Алаид, методом неметрического шкалирования (NMS) с добавлением осей PC1, PC2 и содержания Cu где *DistTund* - удаленностью от уцелевшей тундры, *LavaSize* – размер выходов лав, *Alt* – абсолютная высота, *Epicentre* – расстояние до эпицентра БТТИ, *SR. vascular* - число видов сосудистых растений, *P. vascular* – проективное покрытие сосудистых растений, *P. cryptogam* – проективное покрытие лишайников и мхов.

Как видно, фактор NMS1 частично ($r^2=0,35$) коррелирует с фактором PC1, с которым связано уменьшение концентраций большинства элементов, что возможно также вносит вклад в различие растительных сообществ разных лавовых потоков.

Что касается второй оси NMS2: она характеризует различия сообществ внутри группировок по лавам, не связанные с различиями условий между лавовыми потоками. На

рисунке 17 видно, что данный фактор NMS2 отрицательно коррелирует с числом видов и проективным покрытием сосудистых растений, а также положительно – с фактором PC2 ($r^2=0,3$, $p<0,05$).

Сильная отрицательная корреляция числа видов и проективного покрытия сосудистых растений с фактором PC2 ($r=-0,99$ и $-0,96$ соответственно) также подкрепляет наши догадки о том, что данным фактором PC2 является уменьшение содержания органического вещества в тефре, поскольку сосудистые растения являются его источником.

Заключение

На основании полученных результатов мы сделали следующие выводы:

1. В целом, на всей исследуемой территории значения суммарного геохимического показателя Zc (рассчитанного по элементам Fe, Ca, Si, Al, Ti, K, Mn, Sr, Zr, Cu, Cr) увеличиваются с севера на юг, от больших абсолютных высот к меньшим, что, вероятно, связано с особенностями рельефа и латеральной миграцией элементов. Среднее значение суммарного показателя Zc составляет 9,2. Максимальное значение (16) данный показатель принимает в точке, приуроченной к локальному понижению рельефа.

Наибольший вклад в изменение суммарного геохимического показателя Zc вносят элементы Cr, Cu, тогда как элементы с большими концентрациями (Fe, Si, Al, Ti) изменяются не так значительно. Концентрации Fe, Ca, Ti, Cu и Cr по всей изучаемой территории превышают региональный фон.

2. В тефре, покрывающей лавовые потоки Клешня и Алаид, распределение концентраций всех микроэлементов (кроме Li), определяется, вероятно, также характером рельефа. Концентрации Co, V и, в особенности, Ni значительно превышают региональный фон и кларк в земной коре. Распределение элементов P, Cu, Li, Cr, на участках выходов лавовых потоков Клешня и Алаид в большей степени связано, предположительно, с содержанием органического вещества.

3. Пробные площади, расположенные на разных лавовых потоках, отличаются как по элементному составу тефры, так и по растительным сообществам. Однако данное различие не связано с элементным составом самих лав, связь распределения изученных элементов в образцах лав с таковыми в тефре практически полностью отсутствует.

Элементный состав тефры отличается повышенными концентрациями исследованных элементов на участке потока Алаид и пониженными – на участке потока Клешня (преимущественно по Ca, Mn, Co, V, Ni, Zn, S).

Группы растительных сообществ, произрастающих на участках разных лавовых потоков, отличаются в первую очередь по проективному покрытию мхов и лишайников, что связано с более крупными выходами лав на участке потока Клешня. Небольшой вклад в различие данных групп растительных сообществ вносит также превышение поверхности на уровне микрорельефа, что связано со стабилизацией поверхностного слоя тефры и накоплением семян растений.

4. В целом, различия между группами растительных сообществ, произрастающих на разных лавовых потоках, связаны больше с физическими характеристиками территорий, чем с элементным составом тефры и подстилающей лавы.

Однако прослеживается сильная связь распределения Cu, P, Li, Cr, с проективным покрытием и количеством видов сосудистых растений, обусловленная, предположительно органическим веществом.

Благодарности

Выражаю благодарность Зеленковскому Павлу Сергеевичу за руководство и помощь в написании работы, Кораблеву Антону Павловичу за руководство, помощь в обработке материала, а также за помощь в полевых работах. Гузевой Алине и Лянгузовой Ирине за консультацию при анализе данных. Членам Камчатских геоботанических экспедиций БИН РАН: Железиной Анастасии, Щербакову Давиду, Васильеву Николаю за помощь в сборе материала. Сотрудникам Ресурсного центра СПбГУ «Методы анализа состава вещества»: Мещерякову Анатолию, Савельеву Вячеславу, Григорьяну Владимиру за помощь в проведении пробоподготовки и анализа состава проб.

Список литературы

1. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пономарева В.В. и др. – Тефрохронологические и геохронологические исследования Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Вулканология и сейсмология. 1981. № 3. с. 14-28.
2. Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Флеров Г.Б., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д., Литасова С.Н. – Голоценовый вулканизм Толбачинской региональной зоны шлаковых конусов // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 177–222.
3. Васильев Н.Б. – Влияние продуктов вулканической деятельности на формирование почвенного профиля в юго-западном секторе Ключевской группы вулканов. ВКР. СПб. РГПУ им. Герцена, 2019. 98 с.
4. Виноградов А.П. – Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–572.
5. Власов Г.М. Новые данные по геологии Камчатки и перспективы её рудоносности, «Сов. Геология», 1958, №5.
6. Водяницкий Ю.Н. – Загрязнение почв тяжелыми металлами. М.: МГУ, 2017 – 192 с.
7. Гирина О.А., Баженов Е.В. – Магнитные свойства базальтов Толбачинского дола // Евразийское научное объединение. 2015. Т. 2. № 5 (5). С. 175-177.
8. ГН 2.1.7.2041-06 Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в почве.
9. Гришин С.Ю., Шляхов С.А. – Растительность и почвы Толбачинского дола (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009 № 2. выпуск № 14. с. 132-142.
10. Добровольская М.Г. – Геохимия земной коры: Учеб. пособие. - М: РУДН, 2007. – 131 с.
11. Доклад о состоянии окружающей среды в Камчатском крае в 2017 году. – Министерство природных ресурсов и экологии Камчатского края. – Петропавловск-Камчатский, 2018. – 377 с.
12. Доклад о состоянии окружающей среды в Камчатском крае в 2018 году. – Министерство природных ресурсов и экологии Камчатского края. – Петропавловск-Камчатский, 2019. – 395 с.
13. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. – Химический состав почв в ареалах выпадения пеплов активных вулканов Камчатки // Почвоведение. 2016. № 3. С. 333-343.

14. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 1. Геохимические особенности вулканических приповерхностных пеплов // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 2. С. 34–44.
15. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 2. Специфика формирования элементного состава вулканических почв в холодных гумидных условиях. // Вулканология и сейсмология. 2019б., № 3, с. 25–33.
16. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Вулканизм и геохимия почвенно-растительного покрова Камчатки. Сообщение 3. Элементный состав растительности вулканических экосистем // Вулканология и сейсмология. 2019в, № 4, с. 40–51.
17. Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С. Генетические и геохимические особенности почв Камчатки / Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН. - М.: Наука, 2011. - 245 с
18. Ковда В.А, Розанова Б.Г. – Почвоведение. Учеб. для ун-тов. Ч.1. Почва и почвообразование – М.: Высш. шк., 1988. – 400 с.
19. Ковда В.А, Розанова Б.Г. – Почвоведение. Учеб. Для ун-тов. Ч.2. Типы почв, их география и использование. – М.: Высш. шк., 1988. – 368 с.
20. Кораблёв А.П. – Формирование лесной растительности на вулканогенных отложениях Камчатки (на примере Толбачинского дола), СПб. 2011.
21. Кораблёв А.П., Нешатаева В.Ю. – Первичные вулканогенные сукцессии растительности лесного пояса на плато Толбачинский дол (Камчатка) // Известия РАН. Серия Биологическая. 2016. № 4. С. 366–377.
22. Кораблёв А.П., Некрасов Т.Л., Васильев Н.Б., Сазонов Д.А. – Характеристика нарушенных и ненарушенных местообитаний *Larix cajanderi* Mayr на вулканических плато Толбачинский дол и Ушковский дол // Сохранение биоразнообразия Камчатки и прилегающих морей: Материалы XIX международной научной конференции, посвященной 70-летию со дня рождения члена-корреспондента РАН И. А. Черешнева. ПетропавловскКамчатский: Камчатпресс, 2018а. С. 84-88.
23. Кораблев А.П., Смирнов В.Э., Нешатаева В.Ю., Ханина Л.Г. – Жизненные формы растений и экотопический отбор в ходе первичной сукцессии на вулканических субстратах (Камчатка, Россия) // Известия РАН. Серия биологическая. 2018б. №3. С. 290–300.

24. Краскэл Дж.Б. – Многомерное шкалирование и другие методы поиска структуры // Статистические методы для ЭВМ / Под ред. К. Энслейна, Э. Рэлстона, Г. С. Уилфа. М.: Наука, 1986. С. 301-347.
25. Лебедев С.В., Нестеров, Е. М. – Пространственное ГИС-моделирование геоэкологических объектов в ArcGIS: учебник. СПб: Издательство РГПУ им. А.И. Герцена. 2018. – 259 с.
26. Любимова Е.Л. – «Камчатка». Физико-географический очерк. Институт географии академии наук СССР. М, государственное издательство географической литературы, 1961 - 189 с.
27. Мелекесцев И.В. – Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 212 с.
28. Методика выполнения измерений массовой доли элементов в пробах почв, грунтов и донных отложениях методами атомно-эмиссионной и атомно-абсорбционной спектроскопии М-МВИ-80-2008 / Санкт-Петербург, 2008.
29. Методические указания 2.1.7. Почва, очистка населенных мест, бытовые и промышленные отходы, санитарная охрана почвы. Гигиеническая оценка качества почвы населенных мест, 1999.
30. Некрасов Т.Л., Кораблёв А.П. – Влияние вулканических пеплопадов на видовое разнообразие сосудистых растений в лиственных лесах Ключевской группы вулканов (Камчатка) // Вестник Тверского государственного университета. Серия: Биология и экология. № 4(56). 2019. С. 63-72.
31. Нешатаева В.Ю. – Растительный покров вулканических плато Центральной Камчатки (Ключевская группа). – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2014. – 461 с.
32. Саев Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. – Геохимия окружающей среды / Москва: Недра, 1990.
33. Слюнин Н.В. – Охотско-Камчатский край. СПб.: Изд-во Мин.фин., 1990. Т. I—II. - 345 с.
34. Федотов С.А. – Введение // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 5-11.
35. Федотов С.А., Чирков А.М., Разина А. А. – Северный прорыв // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975-1976. М.: Наука, 1984 г. с. 11-56.
36. Флеров Г.Б., Андреев В.Н., Будников В.А., Цюрупа А.И. – Петрология продуктов извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка, 1975–1976. М.: Наука, 1984. С. 223-276.
37. Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Флеров Г.Б., Иватори Х., Накамура Х., Нишизава Т. – Петрологическая, геохимическая и изотопная эволюция Толбачинского

вулканического массива // Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. (ТТИ) / под ред. Гордеев, Е. И., Добрецов Н. Л.; – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017б. с. 131-170

38. Чурикова Т.Г., Гордейчик Б.Н., Эдвардс Б.Р., Пономарева В.В., Зеленин Е.А. – Ключевская группа вулканов и Толбачинский вулканический массив: итоги исследований четвертичного вулканизма предшествующих извержению 2012–2013 гг. // Толбачинское трещинное извержение 2012-2013 гг. (ТТИ) / под ред. Гордеев, Е. И., Добрецов Н. Л.; – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017а. с. 31-71.

39. Ю. С. Литвиненко, Л. В. Захарихина – Районирование и геохимическая характеристика вулканических почв Камчатки // Геохимия. 2009. №5. с. 490-503

40. Churikova T., Dorendorf F., Wörner G. Sources and Fluids in the Mantle Wedge below Kamchatka, Evidence from Across-arc Geochemical Variation // J. Petrol. 2001. Vol. 42, Is. 8. P. 1567–1593.

41. Heiken G. – An atlas of volcanic ash. – Smithsonian Contribs Earth Sci., 1974, № 12, iv. p. 101.

42. Martínez-Cortizas A., Nóvoa J.C., Pontevedra X., García-Rodeja E. Elemental composition of Reference European // Volcanic Soil Resources in Europe. Reykjavic, Iceland: Agricultural Research Institute, 2004. P. 38–40.

43. Shoji S., Nanzyo M., Dahlgren R.A. Volcanic Ash soils. Genesis, Properties and Utilization. Amsterdam: Elsevier, 1993. 287 p.

44. Walker L.R., del Moral R. – Primary succession and ecosystem rehabilitation. N.Y.: Cambr. Univ. Press, 2003. 456 p.

45. Walker L.R., Wardle D.A., Bardgett R.D., Clarkson B.D. – The use of chronosequences in studies of ecological succession and soil development // J. Ecol. 2010. V. 98. P. 725–736.

46. <http://www.kamchatsky-krai.ru/geography/oopt/parks/kluchevskoy.htm>

47. http://www.vulcanikamchatki.ru/novosti/vulkany_kamchatki_odin_iz_samyh_posewaemyh_obektov_v_spiske_vsemirnogo_naslediya_yunesko/