

Санкт-Петербургский государственный университет

БЕССМЕРТНЫЙ Кирилл Николаевич

Выпускная квалификационная работа

Минералогия верхних отложений туфов Ндоланья (Лаэтоли, Танзания)

Уровень образования:
Направление 05.03.01 «Геология»

Научный руководитель:
Профессор к.м., доктор г.-м.,
Зайцев Анатолий Николаевич

Рецензент:
к.г.-м.н.,
Сорохтина Наталья Владиславовна

Санкт-Петербург
2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

ОГЛАВЛЕНИЕ	2
ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ЛАЕТОЛИ КАК ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ	5
1.1. Вулканизм в области Кратерного Нагорья.....	8
1.2. Область Лаетоли.....	14
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЛАЕТОЛИ	21
2.1 Общая характеристика вулканических отложений	21
2.2. Стратиграфия и абсолютный возраст пород	23
ГЛАВА 3. ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	30
3.1 Отмучивание эоловых туфов	30
3.2. Рентгенофазовый анализ	35
3.3. Электронный микроскоп	37
3.4 Рамановская спектроскопия.....	38
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТУФОВ НДОЛАНЬЯ	42
4.1. Фазовый и количественный анализ.....	42
4.2. Пироксены	46
4.3. Гранат	56
4.4. Титанит.....	58
4.5. Магнетит	60
4.6. Нефелин.....	62
4.7. Калиевый полевой шпат	65
4.8. Амфибол.....	67
4.9. Другие минералы	70
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	71

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	72
--------------------------------	-----------

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы.

Кратерное нагорье, также известное как вулканическая область Нгоронгоро, находится на севере Танзании и входит в восточную ветвь Восточно-Африканского рифта (Harrison, 2011). Вулканическая активность в этой области началась около 6 млн. лет назад, с образования вулкана Эссимингор, и продолжается в настоящее время. Крупными геологическими объектами являются: действующий карбонатит-нефелин-фонолитовый вулкан Олдоиньо Ленгаи, огромная кальдера Нгоронгоро, с толщами, варьирующими по составу от базальта до трахита, а также ущелье Олдувай, где обнажены базальты и различные по составу туфы, связанные с вулканизмом Кратерного нагорья (Dawson, 2008).

Интерес к исследованиям туфов области Лаэтоли связан с тем, что здесь установлены окаменелые останки австралопитека афарского, парантропа эфиопского, а также отпечатков ступней ног австралопитека афарского (Harrison, 2011). Все эти находки приурочены к отложениям туфов известных как Лаэтолил и Ндоланья.

В последние годы, благодаря детальным минералогическим исследованиям, были получены новые данные по минералогии и геохимии туфов, которые слагают территорию Лаэтоли (McHenry, 2011; Zaitsev и др., 2019). Это даёт возможности для решения ряда тех вопросов, которые до сих пор являются предметом активных дискуссий среди учёных: о роли разных процессов при образовании туфов и их источников вещества. В пределах этой части Кратерного нагорья известно несколько различных по своему составу вулканов.

Целью работы является получение новых данных о минералогии туфа, где были обнаружены останки парантропа. Эти знания помогут понять, какие вулканические источники внесли свой вклад в образование этих туфов, и сравнить эти толщи с другими вулканическими образованиями на этой территории. Для достижения этой цели решались следующие задачи:

- 1) Определение минерального состава туфов, как валовых образцов, так и концентратов);
- 2) Изучение химического состава главных первичных минералов.

Фактический материал. В основе работы лежат геологические материалы и наблюдения А.Н. Зайцева, полученные в ходе экспедиционной работы 2017 года.

ГЛАВА 1. ЛАЕТОЛИ КАК ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

На Африканском континенте выделяют несколько различных рифтовых структур, которые образовывались в палеозое, мезозое и кайнозое (Зайцев, 2011). Восточно-Африканский рифт является одним из этих образований. Это огромная тектоническая зона, состоящая из множества грабенов и сбросо-сдвигов (рис. 1).

Первые работы по изучению Восточно-Африканского рифта относятся к концу девятнадцатого и началу двадцатого века, когда впервые были выделены тектонические зоны, которые впоследствии решили назвать новым геологическим термином «рифт», а всю область назвали «Великой рифтовой долиной восточной Африки» (Gregory, 1896; Suess, 1891).

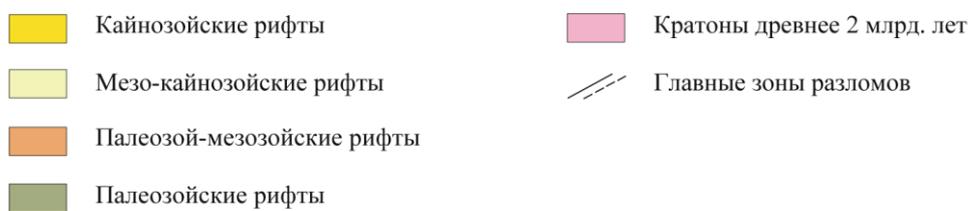
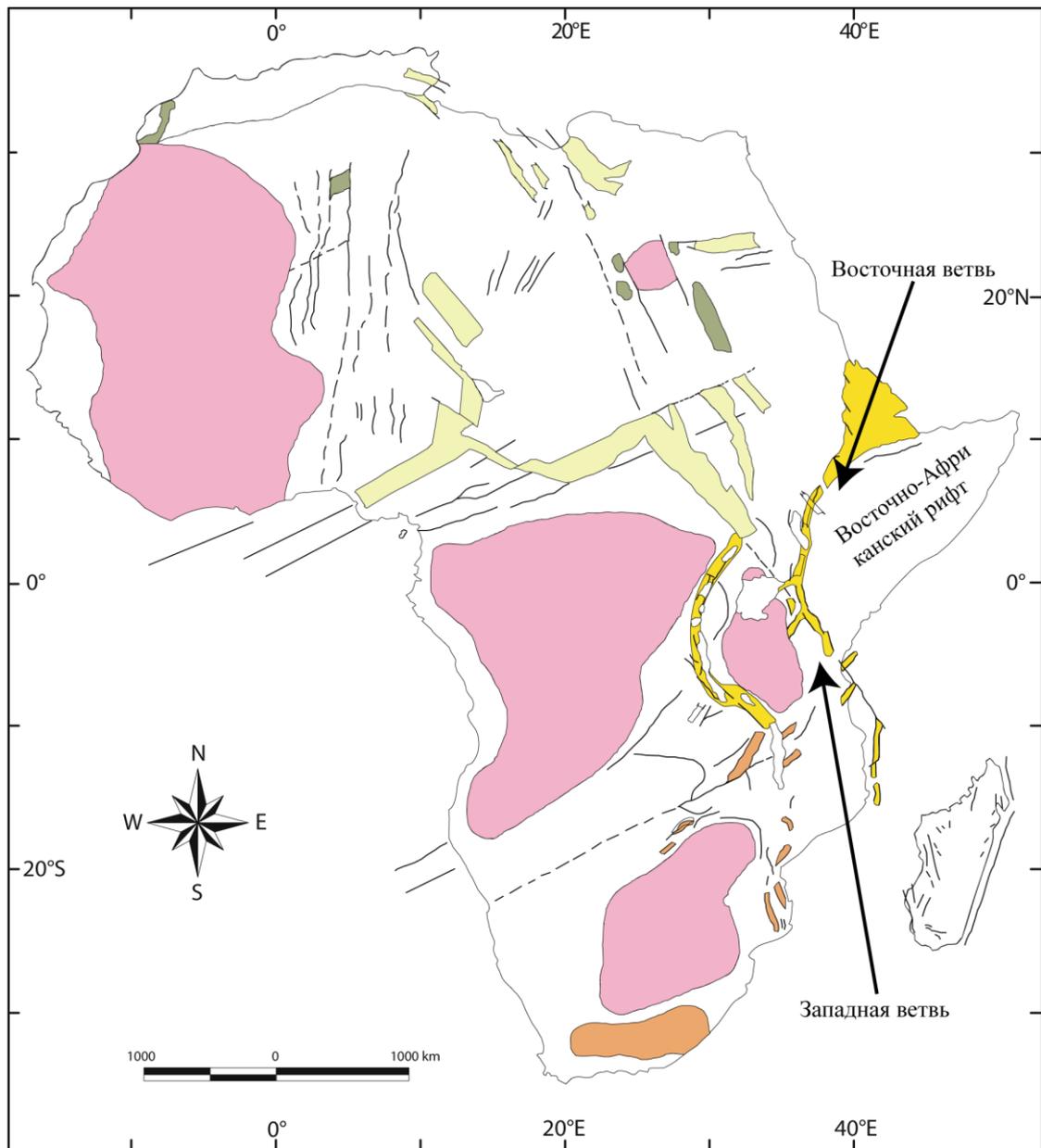


Рисунок 1. Главные рифтовые структуры Африки (Schlüter, 2006)

Восточно-Африканский рифт до сих пор привлекает много учёных, так здесь проводят исследования в области минералогии, геохимии и геофизики (Dawson, 2008; Evans, Fairhead, Mitchell, 1971; Gabel, Hay, 1977; Harrison, 2017; Hay, 1987; Kent, 1941; Korobeynikov, Laaioki, 1994; Leakey, Harris, 1987; Manega, 1993; Ndessokia, 1990; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019; Белоусов и др., 1974; Логачев, 1977) Он простирается на 4830 км в длину, до 120 км в ширину, и является редким примером активной континентальной рифтовой системы, простирающейся

от Красного моря и Аденского залива, до реки Замбези в Мозамбике. Российские исследователи принимали активное участие в геологических работах начала 70-х годов, в частности, в районах центральной и восточной Африки работала комплексная экспедиция под руководством В.В. Белоусова. Результаты этих работ отражены в 2 монографиях – «Восточно-Африканская рифтовая система» (Белоусов и др., 1974) и «Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон Восточной Африки» (Логачев, 1977).

Кристаллический фундамент Восточно-Африканского глыбового поднятия сформирован на протяжении длительной докембрийской истории. Наиболее древние участки, сложенные архейскими гранитизированными кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами, которые зонами складчатости. Породы этих зон также глубоко метаморфизованы, интенсивно дислоцированы и прорваны интрузиями гранитов, сиенитов, пород основного и ультраосновного состава. На западе Танзании и на юге Уганды развиты наиболее молодые породы докембрийского состава, имеющие верхнепротерозойский и рифейский возраст (Белоусов и др., 1974; Зайцев, 2011).

С начала палеозоя на территории Восточной Африки господствовали преимущественно континентальные условия. Море покрывало лишь отдельные районы. На северо- и юго-востоке Кении, а также на востоке и юге Танзании распространены отложения комплекса «кару» (особый вид, представленный глинистыми сланцами, песчаниками, конгломератами), а также осадочные породы юрского и мелового возраста (известняки, песчаники, алевролиты). Отложения комплекса «кару» слабо дислоцированы, разбиты тектоническими нарушениями и в ряде мест прорваны небольшими магматическими телами. Особо следует упомянуть внедрения кимберлитов, образование которых относят к нижнему мезозою. Важнейшим моментом развития геологической структуры этой территории является начало формирования Восточно-Африканского глыбового поднятия и заложение системы глубоких субпараллельных разломов.

Здесь выделяют две крупные тектонические зоны (Нау, 1987; Mollel, 2012; Белоусов и др., 1974; Логачев, 1977):

Первая – это Восточный рифт (в литературе Кенийско-эфиопская ветвь). Он включает в себя Эфиопский и Кенийский рифт (он же рифт Грегори). В пределах рифта Грегори располагается уникальный объект – Кратерное нагорье. Сам восточный рифт простирается на более 2000 км от Танзании до вплоть Красного моря.

Вторая зона – Западный рифт (в литературе Ньяса-Танганьикская ветвь), который начинается от озера Альберт (в литературе Ньянца) в Уганде до Малави, расположенного на границе Танзании и Мозамбика. Общая протяжённость составляет более 1900 км. Восточно-Африканский рифт простирается вплоть до реки Замбези.

Формирование рифтов связывают с напряжённой вулканической деятельностью, особенно на востоке. В результате трещинных излияний базальтовых и фонолитовых лав из разломов рифта Грегори образованы обширные вулканические плато Кении и Северной Танзании. Хорошо известны вулканические извержения центрального типа, сопровождавшиеся образованием целой серии весьма крупных вулканов (Белоусов и др., 1974).

Процессы кайнозойского вулканизма, начавшиеся в раннем миоцене, продолжались на протяжении всего неогена и антропогена. В то же время грабенах рифтовой системы, а также в неглубоких, но обширных депрессиях рельефа поднимающегося свода и в прибрежной полосе происходило накопление песчано-глинистых отложений.

На протяжении длительного континентального режима имело место несколько этапов общих поднятий всей территории. В результате выработался ряд уровней рельефа. Кайнозойские деформации переместили древние поверхности выравнивания на различную высоту в разных районах.

Суммируя вышесказанное, можно сказать, что, определяющими общее устройство поверхности Восточной Африки, являются: во-первых, образование огромного сводового поднятия, охватившего всю территорию в кайнозой и превратившее её в нагорье высотой 1 – 1.5 км над уровнем моря. Во-вторых, интенсивные рифтообразовательные процессы, протекавшие в восточной и западной частях нагорья. Структура последнего сильно осложнена дифференцированными движениями отдельных блоков, неглубокими прогибами и грабенами, результатами вулканической деятельностью (Нау, 1987; Mollel, 2012; Schlüter, 2006; Белоусов и др., 1974; Логачев, 1977).

1.1. Вулканизм в области Кратерного Нагорья

Само нагорье расположено в южной части рифта Грегори, восточная ветвь системы Восточно-Африканской рифтовой системы на севере Танзании. Оно включает вулканические нагорья, что недалеко от палеоантропологических мест Олдувай и Лаетоли

В настоящее время Кратерное нагорье представляет область размерами 100 на 80 км. Его основание имеет отметку 1500 м. На юге отметки поверхности нагорья достигают 2000 м, на севере – 2500 м. Юго-западный край образован объединёнными крупными стратовулканами Лемагарут и Олдеани. В центре нагорья располагается гигантская кальдера Нгоронгоро, северо-восточнее – кальдера Олмоти и тесно объединены вулканами Олширва и Лулмаласин. Северо-восточное окончание Кратерного нагорья образовано кальдерой Эмбагай. Молодые

стратовулканы Керимаси и Олдоиньо Ленгаи присоединены к нагорью по молодому разлому рифта (Апродов, 1982).

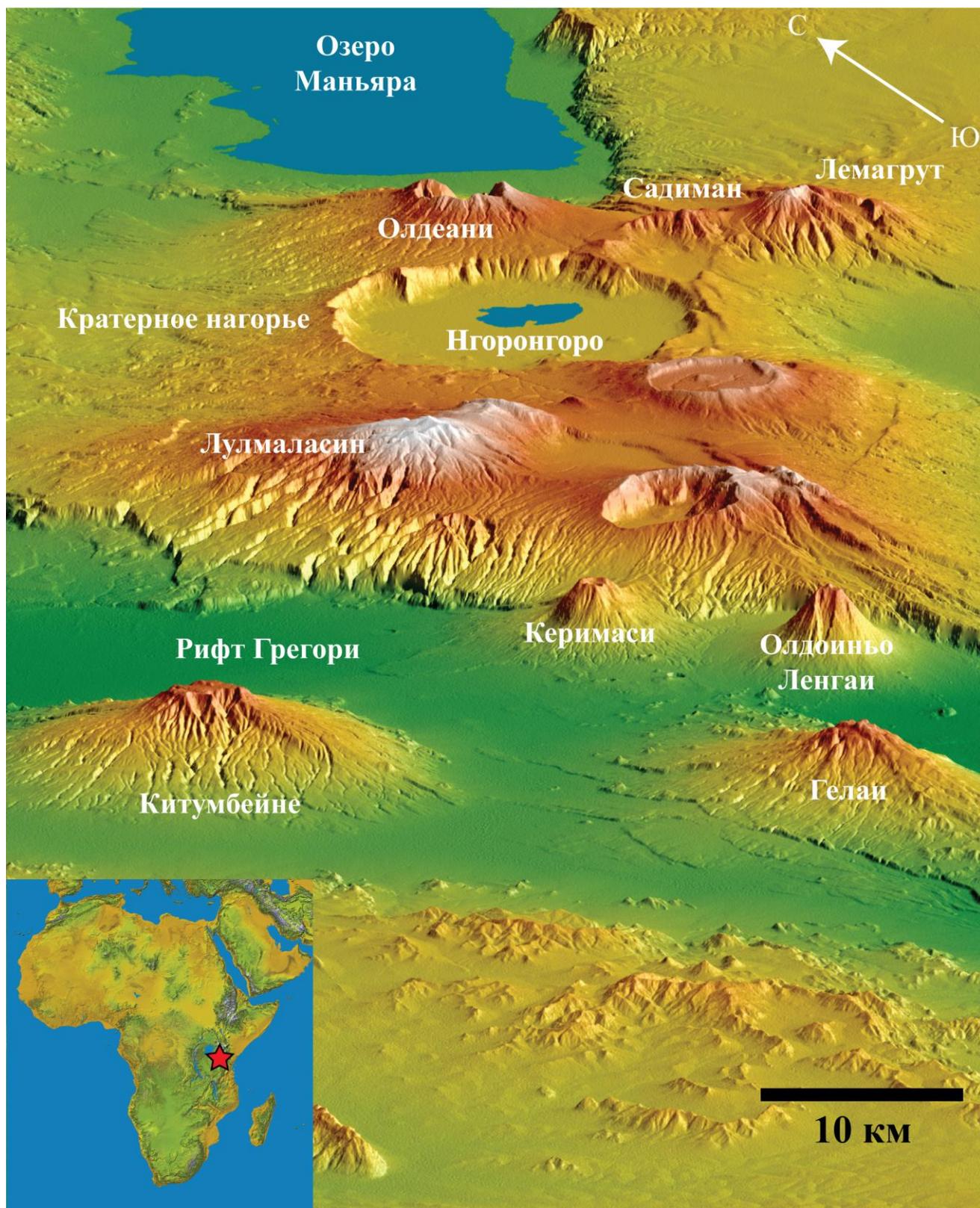


Рисунок 2. Цифровая карта рельефа Кратерного нагорья и окрестностей. NASA Shuttle Radar Topography Mission (Farr и др., 2007)

Кратерное нагорье (рис. 2) простирается примерно на 100 км от самого южного вулкана Олдеани до активного Олдоиньо Ленгаи на севере. Кратерное нагорье состоит по меньшей мере из девяти крупных потухших вулканов или жерл: Лемагарут, Садиман, Олдеани, Нгоронгоро, Олмоти, Эмбагай, Лоолмаласин, Керимаси и Энгелосин (рис. 3), а также многочисленных менее известных жерл. Олдоиньо Ленгаи — единственный действующий вулкан из центров вулканического нагорья. Возраст вулканов варьируется от позднемиоценового до современного, а их состав характеризуется широким диапазоном: от базальта до риолита, а фонолитов и карбонатитов (Нау, 1976; Manega, 1993; Mollel, 2002, Зайцев, 2015).

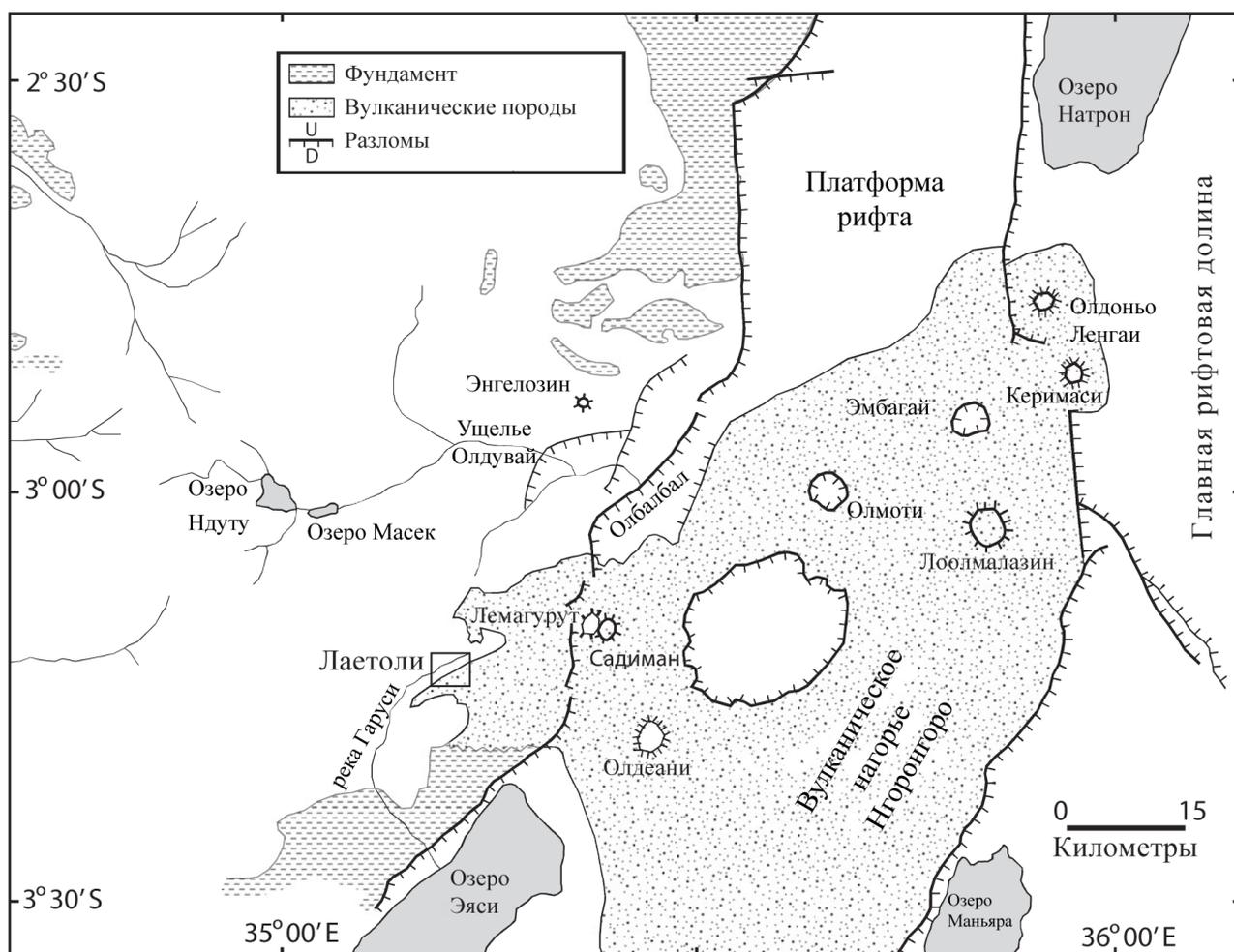


Рисунок 3. Схематическая карта Кратерного нагорья и рифта Грегори, показывающая основные вулканические центры и археологические памятники Олдувай и Лаэтоли (Gabel, Нау, 1977; Mollel, 2012).

Геологическая история Кратерного нагорья сложна, она зависит в основном от вулканической активности вдоль рифта Грегори, наложенного на архейский Танзанийский кратон на западе (рис. 3) и протерозойский Мозамбикский пояс на востоке. Общая

направленность рифта Грегори приблизительно соответствует тренду с северо-северо-востока на юго-юго-запад в пределах подвижных поясов вдоль окраин стабильного Танзанийского кратона, хотя известно, что разломы нарушают окраину кратона в северной Танзании (Mollet, 2012). В северной Танзании рифт расширяется примерно с 50 км, что характерно для юга Кении, до примерно 200 км, разделяясь на три отчетливо ориентированных ответвления: рифты Натроне-Маньяра-Балангида, Эясие-Вембере и Пангани (Mollet, 2012). Изменение рифтовой морфологии считается результатом перехода от рифтогенеза протерозойской литосферы Мозамбикского пояса к рифтогенезу кратонной архейской литосферы (Белоусов и др., 1974). Считается, что разломы вдоль Восточно-Африканского рифтовой системы начались в миоцене, примерно 13 млн лет назад (Mollet, 2012). Считается, что современные разломы вдоль рифта Грегори в северной Танзании начались около 1,2 млн лет назад и накладываются на более ранний эпизод разломов, начавшийся примерно 3 млн лет назад (Dawson, 2008; Зайцев, 2011).

Большинство восточноафриканских рифтовых вулканов извергались, проходя через мощный фундамент Танзанийского кратона и Мозамбикского пояса. Это могло привести к более длительному присутствию порций магмы, секущих кору, и если магматический очаг был достаточно велик, то потоки тепла могли бы частично расплавить кору и захватить её часть в магму. Процесс взаимодействия магмы и коры естественно в вулканитах Восточно-Африканского рифта, как, например, в комплексе Найваша в центральной Кении и в северной Танзании (Mana и др., 2012).

Самые ранние свидетельства вулканической активности вдоль рифта Грегори на северо-востоке Танзании связаны с миоценовой фазой рифтогенеза, с извержением фонолитовых лав возрастом 8,1 млн лет на центрально расположенном вулкане Эссимингор (Белоусов и др., 1974). Однако есть предположение, что этот возраст может быть аномально старым из-за захваченного ^{40}Ar (Mollet, 2012). Вулканическая активность кажется более распространенной в плио-плейстоцене с извержением лав щелочной базальт-трахит-фонолитовой ассоциации. В окрестностях Кратерного нагорья вулканическая активность наблюдалась в Садимане, Лемагуруте, Нгоронгоро, Олмоти, Эмбагаи, Лоолмаласине, Олдеани (рис. 3) и Олдоньо-Самбу, Теросеро, Китумбейне, Гелай, Меру и Килиманджаро (Mollet, 2012).

Третий этап вулканической активности произошёл после разлома 1,2 млн лет назад (Mollet, 2012). В отличие от более ранних этапов извержений, это было меньшим по объему и очень взрывоопасным. Пирокластические вулканические конусы Меру, Мондули, Олдоньо Ленгаи и Керимаси считаются частью этой фазы вулканической активности. Магма имеет состав от ультраосновного до ультращелочного, а породы представлены в основном фонолитами и полевошпатоидными сиенитами (Hay, 1987; Manega, 1993). Карбонатитовые

лавы, нефелиниты и фонолиты встречаются в Олдоньо Ленгаи и Керимаси (Нау, O'Neil, 1983; Zaitsev и др., 2019; Зайцев, 2011).

В плио-плейстоцене вулканы Кратерного нагорья поднялись на нынешнюю высоту примерно на 2000 м. Маловероятно, что горная местность росла с такой же скоростью. Отдельные центры росли по мере того, как становились очагами вулканической активности, в то время как другие уменьшались из-за эрозии и обрушения кальдеры. (Gabel, Нау, 1977) предположили, что до обрушения кальдеры Нгоронгоро имел скорее форму «стратовулкана», внешне похожую на современные Килиманджаро или Меру, возвышаясь примерно на 3000 м над уровнем моря. Имеющиеся в настоящее время геохронологические данные свидетельствуют о том, что вулканизм сначала развивался к югу и юго-востоку от Олдувая, смещаясь все больше к востоку и, наконец, к северо-востоку по мере того, как активный центр смещался из района Садиман и Лемагурут в Керимаси и Олдоиньо-Ленгаи (Mollet, 2012). Также очевидно, что существует некоторое перекрытие активности между центрами вулканического нагорья.

Образование этих вулканов должно было привести к образованию нарушающих погодные условия, осадки, сезонный сток и характер источников дренажа, а также состав обломочных материалов, смываемых в бассейны Лаэтоли и Олдувай (например, McHenry et al., 2008; Stollhofen et al., 2008). Одновременные разломы привели к опусканию Олбальбальской впадины, расположенной между горной местностью и Олдувай, начавшейся, возможно, уже в Олдувайском слое III (около 1,3 млн лет назад), но явно ко времени Масака (около 0,7 млн лет назад; Нау, 1976). Этот разлом сместил низменный бассейн от Олдувая на восток к подножию вулканическому нагорью Нгоронгоро. Падение Олбальбальской впадины перерезало сток вулканического нагорья Нгоронгоро в Олдувай, оставив западные, невулканические стоки, стекать через Олдувай в Олбалбал. Отсутствие мощных, широко распространенных пепловых потоков над слоем I и увеличение эолового вулканического детрита, которое происходит в верхних слоях Олдувай, может быть отчасти связано с погружением Олбальбальской впадины в сочетании с соответствующим смещением вулканического источника к более удаленному вулкану, что подтверждается изменением вулканического состава, начиная с нижнего слоя Олдувай II (Gabel, Нау, 1977).

Вулканическая активность в области Нгоронгоро привела к осаждению значительного количества пеплового материала, который со временем превратился в разнообразные туфы; что впоследствии послужило вулканокластические материалы для скоплений речных и озерных отложений, которые входят в состав стратиграфических толщ Лаэтоли и Олдувай. Эти интенсивные извержения время от времени нарушали или уничтожали биоту в регионах Лаэтоли и Олдувай, что, возможно, лучше всего задокументировано широко

распространёнными выбросами, потоками и атмосферными скоплениями туфа IF на переходе от слоя I к слою II в Олдувае (Mollet, 2012). Игнимбрит, связанный с туфом IF, достигает мощности более 10 м в районе Олдувай, а связанный с ним базальный выброс широко распространён по всему району Олдувай. Восстановление экосистемы Олдувай, безусловно, в значительной степени зависело бы от реколонизации незатронутых отдалённых районов. Эти изменения явно повлияли на ландшафт и окружающую среду в Олдувае и, следовательно, на землепользование в регионе, а также повлияли на типы почвы и растительности и местные условия. пищевые ресурсы (Mollet, 2012).

Имеющиеся данные по вулканам области Нгоронгоро показывает, что составы варьируются от базальта до трахита и тефрита до фонолита (рис. 4).

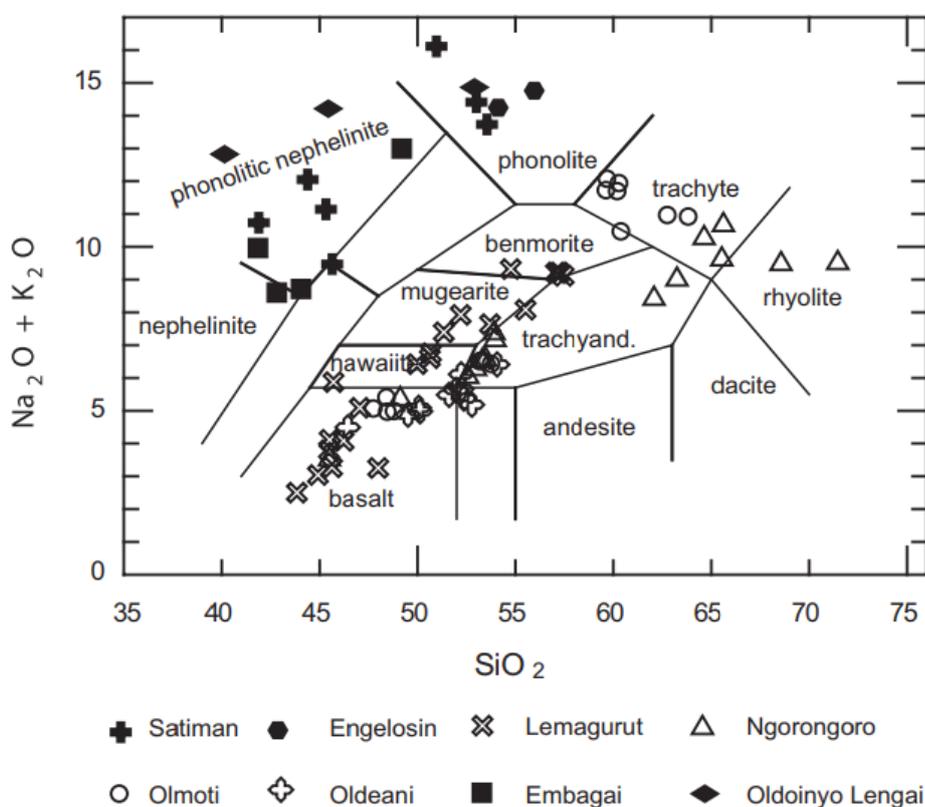


Рисунок 4. Типы пород вулканического нагорья Нгоронгоро и соседних вулканов (Mollet, 2012).

Большая часть нашего понимания развития, возраста и последовательности извержений основана на нескольких датировках К-Аг, сделанных в 1970-х и 1980-х годах, и на интерпретациях, возможно, коррелирующих датированных отложений эолового туфа в Олдувае и Лаэтоли (Gabel, Hay, 1977; Hay, 1987). Этот вклад является частью продолжающегося исследования по формулированию

геохимической и геохронологической основы вулканизма Танзании, связанного с Восточно-Африканской рифтовой системе.

Олдувай и Лаэтоли хорошо известны своими многочисленными и хорошо сохранившимися окаменелостями позвоночных и гоминидов, а также каменными артефактами (Evans, Fairhead, Mitchell, 1971; Mollel, 2012). Текущие исследования в Олдувае проводятся Олдувайским ландшафтным палеоантропологическим проектом (OLAPP), возглавляемым Блюменшайном и Масао, тогда как работа в Лаэтоли в настоящее время проводится (Harrison, 2011).

1.2. Область Лаэтоли

Лаэтоли располагается на территории особо охраняемой области Нгоронгоро в его юго-западной части (рис. 5), на окраине плато Эяси в северной Танзании. Эта область относится к южной окраине равнины Серенгети, примерно в 20 км к северу озера Эяси. Плато представляет собой приподнятый блок общей высотой 1700–1800 м, с максимальной высотой 2000 м в Эсекетети (ранее гора Шпеер) на краю уступа. Плато Эяси ограничено на юге разломом Эяси и на востоке вулканическим нагорьем Нгоронгоро. Район Лаэтоли охватывает водораздел между озером Эяси и ущельем Олдувай (Leakey, Harris, 1987).

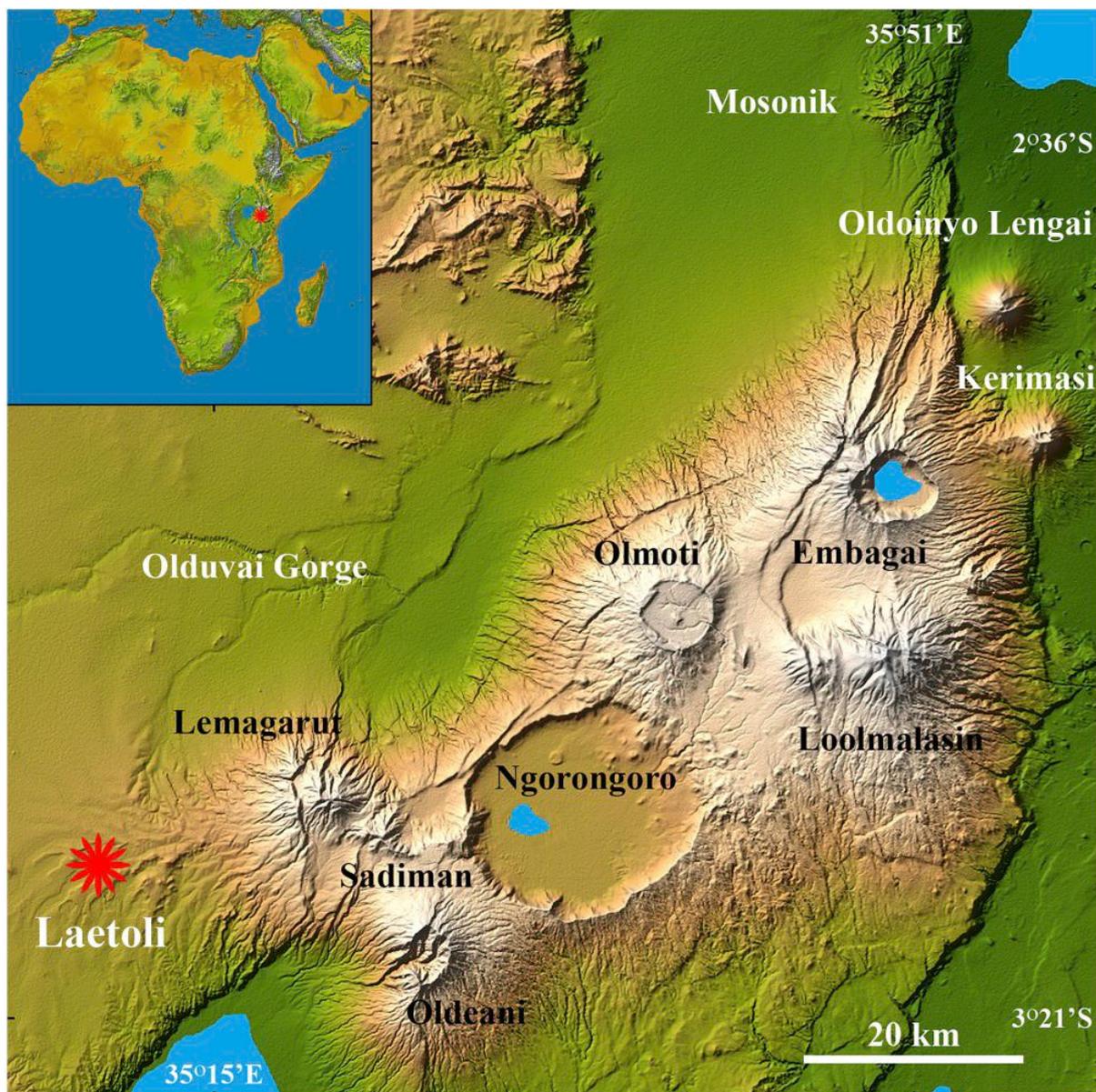


Рисунок 5. Рельефная карта Кратерного нагорья в северной части Танзании. (Zaitsev и др., 2019)

На площади около 1600 км² обнажаются разнообразные вулканические породы, среди которых преобладают эоловые туфы (рис. 5). Общая мощность отложений достигает 152 м. Выделяют столько толщ (рис. 6) (от древних к молодым) (Нау, 1987):

1. Нижние толщи Лаетолил;
2. Верхние толщи Лаетолил;
3. Нижние толщи Ндоланья;
4. Верхние толщи Ндоланья;
5. Толщи Найбадад;
6. Толщи Олпиро;
7. Нижние толщи Нглоба;

8. Верхние толщи Нгалоба.



Рисунок 6. Типичный эоловый туф на территории Лаэтоли. Фото: Зайцев А.Н.

Главными являются нижние отложения Лаэтолил мощностью около 64 м и верхние отложения Лаэтолил мощностью 44 – 59 м (Harrison, 2011; Савченко, Зайцев, 2019). Время начала образования туфов, по результатам Ar/Ar датирования различных минералов, составляло около 4,36 млн лет, формирование нижних отложений продолжалось до 3.85 млн лет, а образование верхних отложений происходило в интервале от 3.85 до 3.63 млн лет (Harrison, 2011).

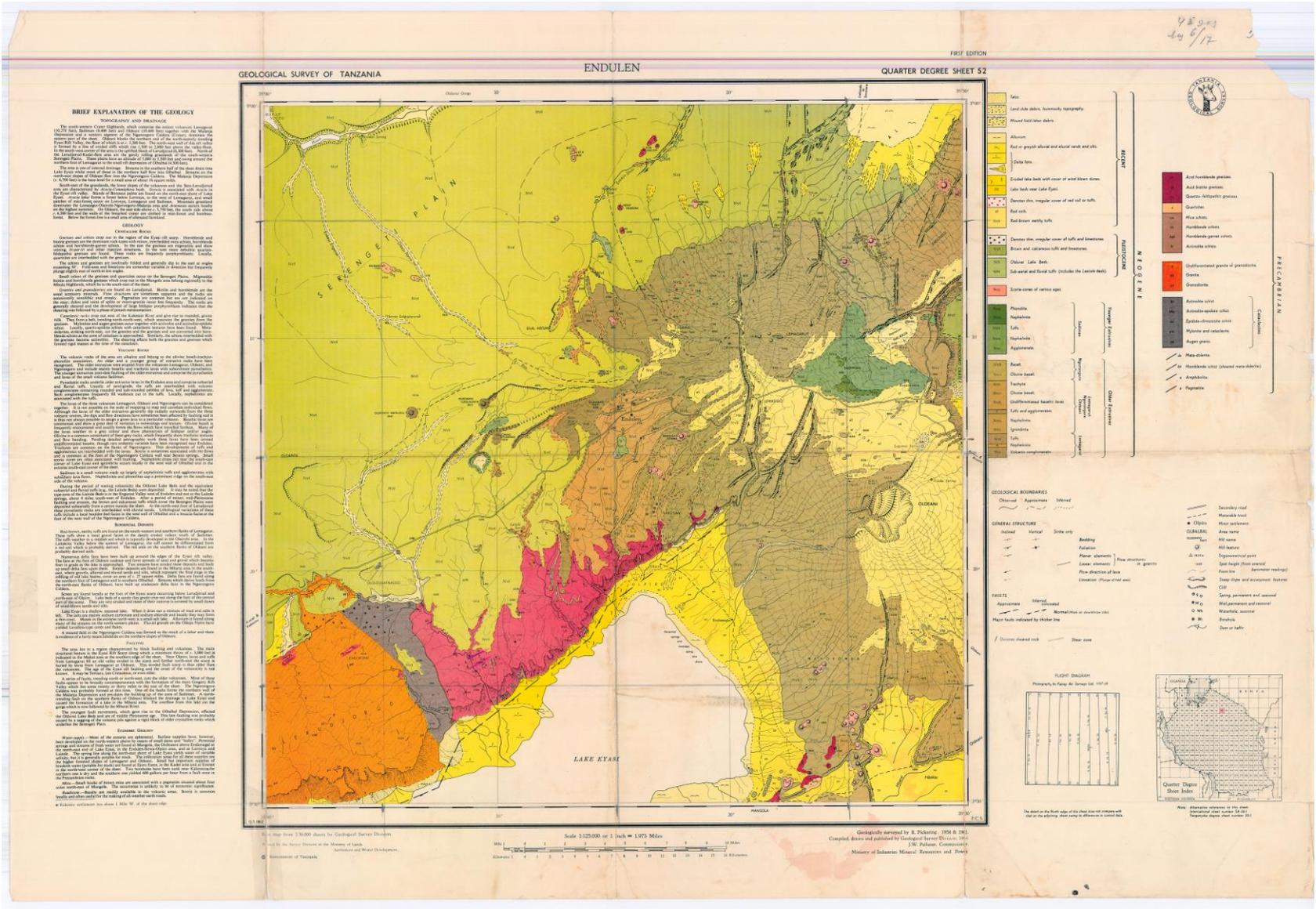


Рисунок 7. Геологическая карта района Лаэтоли и прилегающих территорий.

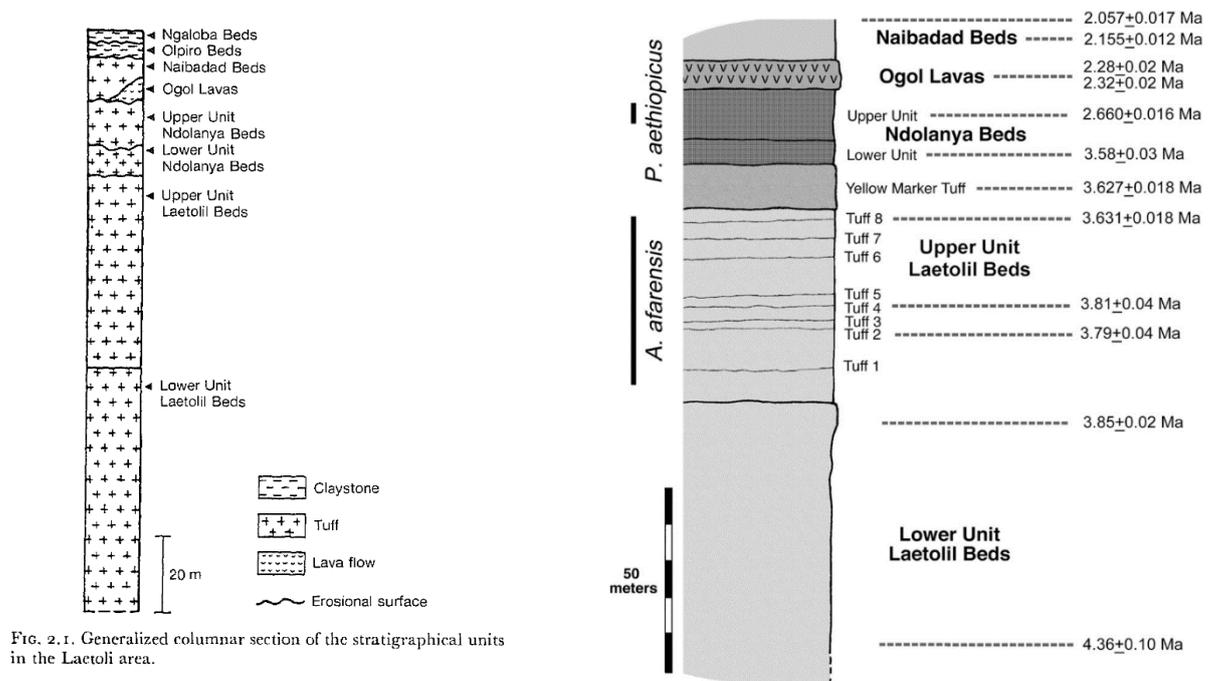


FIG. 2.1. Generalized columnar section of the stratigraphical units in the Laetoli area.

Рисунок 8. Стратиграфический разрез территории Лаетоли по данным (Gabel, Hay, 1977) (слева) и (Harrison, 2017) (справа)

Наиболее вероятный источник эловых туфов Лаетолил был сильно разрушенный нефелиновый вулкан Садиман примерно в 25 км к востоку от района Лаэтоли. Этот вулкан самый древний из существующих вулканов в этой части восточной рифтовой долины. Один образец лавы из Садимана дал возраст по К/Аг 3.7 млн лет назад (Gabel, Hay, 1977), что лежит в пределах калий-аргонового возраста толщ Лаетолил. Более того, Садиман – это единственный известный вулкан в этом регионе, состав которого сопоставим с составом толщ Лаетоли. Ближайшие крупные вулканы Лемагрут и Нгоронгоро существенно моложе, чем толщ Лаетолил, кроме этого по своему составу они относятся к базальтовым вулканам (Hay, 1987).

Однако, более современные минералогические и геохимические исследования (Zaitsev и др., 2011; Zaitsev и др., 2012) дают основания полагать, что туфы Лаетолил могут включать в себя материал с вулкана Мосоник и Эссимингор, которые расположены в 100 км от Лаэтоли. Ранние К/Аг возрасты для Эссимингора лежат в диапазоне от 4.89 до 3.20 млн. лет назад (Evans, Fairhead, Mitchell, 1971). Однако более свежие Аг/Аг возраста значительно старше – 5.75-5.91 млн. лет назад (Mana и др., 2012). Радиометрические данные для Мосоника лежат в диапазоне от 4.01 до 3.08 млн. лет назад (Isaacs, Curtis, 1974; Manega, 1993; Muirhead и др., 2016), и они уже сопоставимы с возрастом Нижней и Верхней толщ Лаэтоли. Олдоиньо Ленгаи, Керимаси и Эмбагай, лежащие в основе туфа Лаэтоли, также извергали нефелиновые породы, но они слишком молодые (Dawson, 2008).

Так объектом исследования является отложение туфа в районе обнажения №7. В 2017 году на поверхности склона холма группой студентов под руководством доктора Мусибы из университета Денвер (США) был обнаружен обломок нижней челюсти (рис. 10), который предположительно отнесён к древнему примату – парантропу эфиопскому (рис. 10).



Рисунок 9. Обломок нижней челюсти парантропа.

В районе находки наблюдаются отложения неравномерно зернистого туфа серого цвета, от хорошо сцементированного до практически несцементированного. В разрезе геологической транши (рис. 9) было выделено не менее 8 слоёв породы, которые различаются по цвету, структурно-текстурным особенностям и степени цементации.

По геологическим наблюдениям, эти отложения располагаются выше «жёлтого туфа» и, можно предположить, что они относятся к нижним или верхним отложениям толщи Ндоланья.

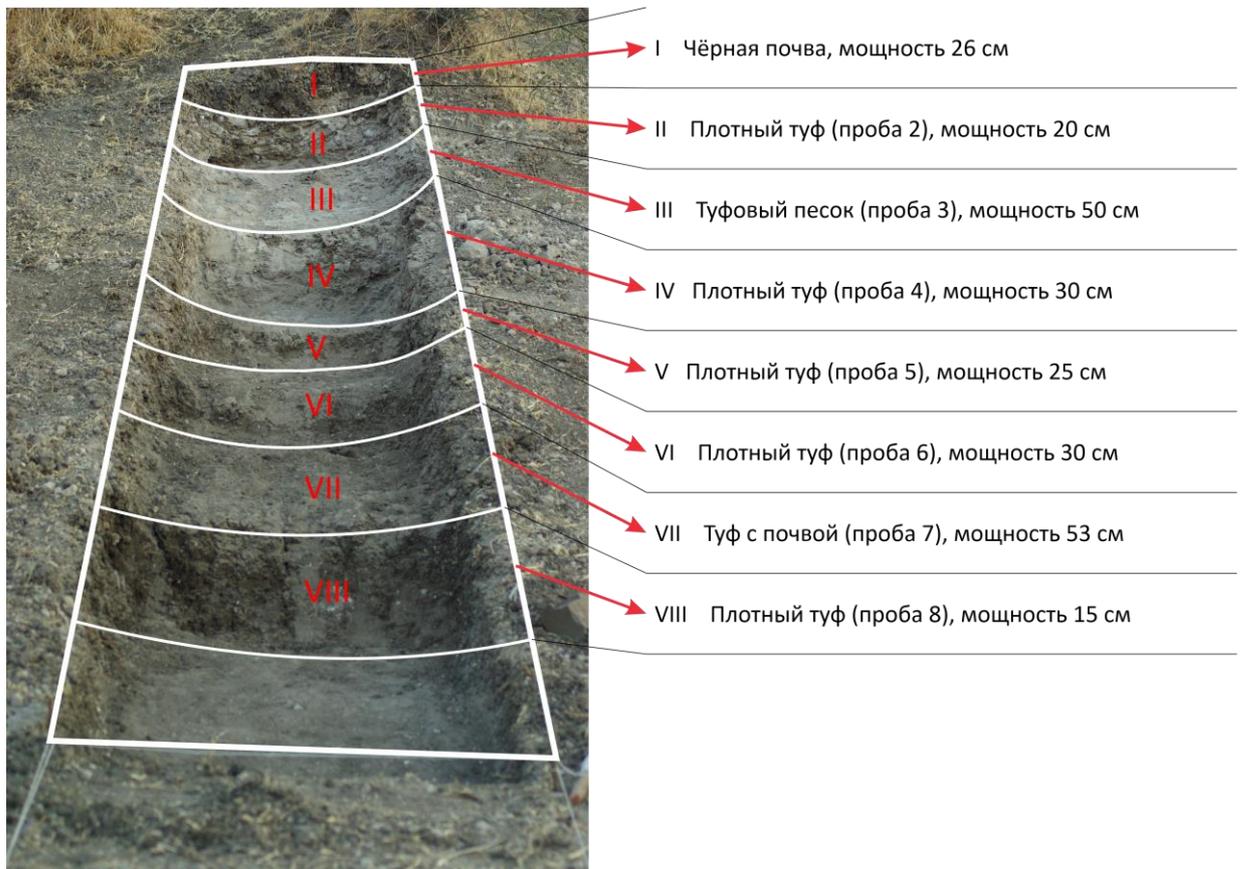


Рисунок 10. Геологическая траншея в районе обнажения №7, территория Лаетоли.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ, СТРАТИГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

ЛАЕТОЛИ

Вулканические образования в области Лаетоли представлены разнообразными и отдельными лавовыми потоками базальтов (Gabel, Hay, 1977; Ndessokia, 1990). На территории Лаетоли выделяют 8 стратиграфических единиц, детальное описание которых было выполнено (Gabel, Hay, 1977; Harrison, 2011; Kent, 1941; Manega, 1993; Morimoto и др., 1988; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019; Белоусов и др., 1974; Логачев, 1977). Интерпретация новых геологических данных, полученных в результате полевых работ Зайцева А.Н., предоставляют дополнительную информацию о районе.

2.1 Общая характеристика вулканических отложений

Вулканические отложения в области Лаетоли обнажаются на территории около 1600 км² к юго-западу от Лемагрута. Они простираются на северо-запад до озёр Масек и Ндуту (рис.1), и на юго-восток от района Ольпино. Вулканические породы залегают на докембрийском фундаменте в южной части плато Эияси, а также, предположительно, на севере, где, однако, фундамент не вскрыт.

Туфы на этой территории начали образовываться в результате вулканической активности предположительно 4 млн. лет назад. Эти туфы состоят из отложений пепла, пыли, лавы и других вулканических материалов, которые появились во время извержений вулканов. Основными обнажениями являются 3 участка: Лаетоли, Какесио и Эсере-Ноити (Zaitsev и др., 2019). Максимальная мощность отложений составляет около 152 метра (Harrison, 2011; Hay, 1987; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019). Туфы обычно имеют пористую структуру, и содержат ксенолиты вулканических пород, таких как базальт или андезит.

В работе Р. Хейя (Hay, 1987) выделяется: отложенный туф (air-fall tuff в литературе), перенесённый или переотложенный туф (aeolian tuff), и ксенолиты других пород. Также эти компоненты разделяют на верхние и нижние толщи в зависимости от текстурно-структурных особенностей породы (табл 1).

Таблица 1. Сравнение литологических особенностей нижних и верхних толщ вулканических отложений (Нау, 1987) с дополнениями).

Вулканические отложения	Нижняя толща	Верхняя толща
Отложенный туф (air-fall tuff).	Преимущественно желтоватые пемзовидные туфы нефелинитового и фонолитового состава; пемзы обычно 1 см в диаметре.	Одна толща туфа стекловатая бледно-желтого фонолитового состава. Пемзы обычно 1 мм в диаметре. Многочисленные, как правило, маломощные серые и коричневые туфы мелилит-карбонатитового состава. Состоят в основном из кристаллов и лавовых глобулей; большинство пластов имеют разнонаправленные трещиноватые узоры.
Переотложенный туф (aeolian tuff).	Цвет преимущественно бледно-коричневый вплоть до светло-коричневато-серого.	Цвет преимущественно светло-серый, но может быть темно-серым или серовато-коричневым до коричневого.
	В основном туф хорошо сцементирован	От рассыпчатого до хорошо сцементированного туфа
	В ассоциации редко встречается биотит	В ассоциации биотит отсутствует или встречается крайне редко
	Пемзы зачастую всегда есть	Пемзы отсутствуют
Ксенолины	Полностью отсутствуют.	Представлены на большинстве горизонтов.

Большая часть территории Лаетоли покрыта верхними отложениями, которые состоят преимущественно из перенесенного туфа (75%) и отложенного туфа (20%). Они также содержат ксенолиты других пород, реже известняк. Переотложенные туфы обычно массивные, имеют слоистую структуру (Нау, 1987). Они могут содержать следы корней, биотурбации и другие фоссилии. Большинство переотложенных туфов серого цвета, но в некоторых районах Лаетоли встречаются туфы коричневого туфа (особенно туфы №1-6). Пепловые частицы (вставить картинку?) в переотложенных туфах состоят из обломков вулканического стекла и лавовых глобулей, преимущественно мелилитового состава (Нау, 1987; Leakey, Harris, 1987; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019), и имеют размер в основном до 0.5 мм в диаметре. В состав переотложенных туфов также входят зёрна известняка, фрагменты костей и детриты кварца и полевого шпата из комплекса пород фундамента. Некоторый переотложенный туф содержит ксенолиты пород диаметром до 4 мм, что может указывать на отложенную тефру, которая была перемещена в результате биотурбации.

Большинство пепла превратилось в глину после отложения в результате разных процессов. Аналогичные пеллетоиды характерные для переотложенных туфов в районе Олдувай (Leakey, Harris, 1987). Глинистые пеллеты часто превращаются в бесструктурную

глинистую матрицу. Переотложенные туфы сцементированы кальцитом, филлипситой, реже глиной и доломитом.

Жёлтый маркерный туф представляет себя изменённый из себя отложенный пепел нефеленит-фонолитового состава (Harrison, 2011; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019). Он обладает массивной структурой хорошо сцементирован, имеет следы корней. Желтый маркерный туф является продуктом многочисленных пепловых потоков, накапливавшихся в течение многих лет. Жёлтый маркерный туф на 75-95% состоит из частиц стекловидного пепла, или витрокластов, а остальная часть состоит из обломков горных пород и кристаллов ортоклаза, авгита и акцессорных минералов. Стекло и нефелин замещены на филлипсит, который в свою очередь замещает витрокласты и является цементом туфа.

Остальные отложенные туфы мелилит-карбонатитового состава бывают двух типов: средне-крупнозернистые туфы, состоящие в основном из глобул и кристаллов лавы, и мелкозернистые туфы, состоящие в основном из кальцита. Средне-крупнозернистые туфы более многочисленны, широко распространены и обычно мощнее, чем мелкозернистые туфы. Было идентифицировано 34 крупнозернистых туфа, в том числе 8 маркерных туфов командой (Нау, 1987). Эти туфы имеют мощность от 10 до 60 см, различные оттенки серого и коричневого цвета. Большинство туфов не обладают слоистостью, но некоторые из них (например, туф 4) увеличиваются вверх по размеру зёрен и содержанию кристаллов. Несколько туфов (например, туфы 3, 7 и 8) слоисты и представляют собой близко расположенные серии пеплов. Отпечатки капель дождя и следы присутствуют на поверхностях слоистых туфов и особенно многочисленны в нижней части туфа 7. В некоторых туфах встречаются корневые слепки и цилиндрические норы насекомых. Основные минералы – мелилит, нефелин и авгит. Туфы покрывают плоскую или слегка волнистый рельеф, а максимальная мощность составляет около 2 м на расстоянии 20 м. Более тонкозернистые туфы обычно имеют мощность 1-2 см, а максимальная – 5 см. Большинство этих туфов содержат глобулы кальцита диаметром 0.05-2.0 мм и имеют различные оттенки серого и коричневого цвета. Большинство туфов неслоистые, но некоторые из них (например, туф 4) имеют признаки сортировки материала: закономерное увеличение по размеру зерен и содержанию кристаллов к поверхности.

2.2. Стратиграфия и абсолютный возраст пород

Отложения Лаэтоли сложены вулканическим пеплом, эоловыми туфами и второстепенными туфогенными русловыми отложениями (Нау, 1987). В Лаэтоли выделяют

семь стратиграфических единиц (рис. 8), а подробные геологические описания доступны в других источниках (Gabel, Hay, 1977; Hay, 1987; Kent, 1941; Leakey, Harris, 1987; Ndessokia, 1990; Зайцев, 2011).

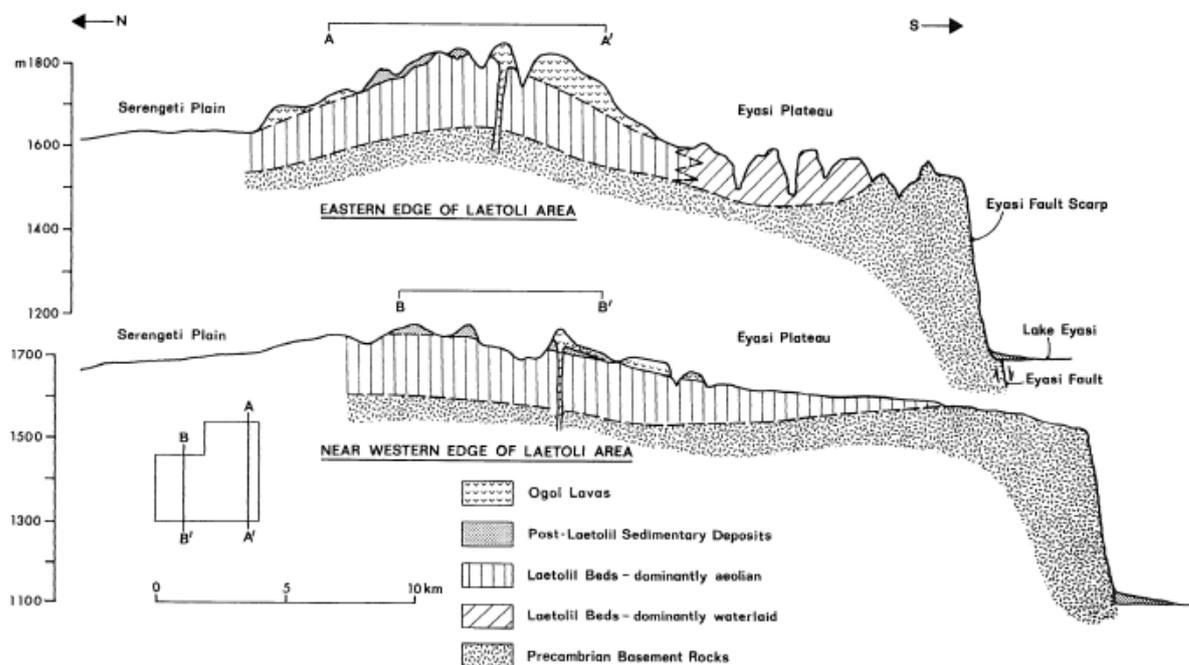


Рисунок 11. Геологические разрезы с севера на юг от равнины Серенгети до уступа разлома Эяси. Участки А, А' и В-В' проходят через район Лаэтоли. Мощность толщ Лаэтоли оценивалась путём принятия нижней пачки за двойную мощность верхней пачки, мощность которой известна. Топографический профиль через район Лаэтоли и через равнину Серенгети основан на топографической карте Найбатат. Профиль к югу от этой области основан на аэрофотоснимках и разрозненных барометрических показаниях высоты (Hay, 1987).

Из всех стратиграфических единиц, признанных в Лаэтоли (рис. 8); только пласты Лаэтолил и Оголовые лавы хорошо датированы. Верхние и нижние слои Лаэтолил имеют возраст от 3,5 до 4.3 млн лет (Leakey, Harris, 1987). Однако оказалось невозможным надёжно датировать некоторые из слоёв, лежащих над толщами Лаэтоли, с помощью обычных К-Аг методов. Основная причина отсутствия радиоизотопного контроля связана с загрязнением тефры детритом. В результате слои Ндоланья и Олпиро практически не датированы относительно нижележащих пород. Идентификация и корреляция этих подразделений были в значительной степени основаны на петрографическом составе туфогенных минералов (Hay, 1987). Результаты ^{40}Ar - ^{39}Ar датирования представлены в стратиграфической колонке (рис. 13).

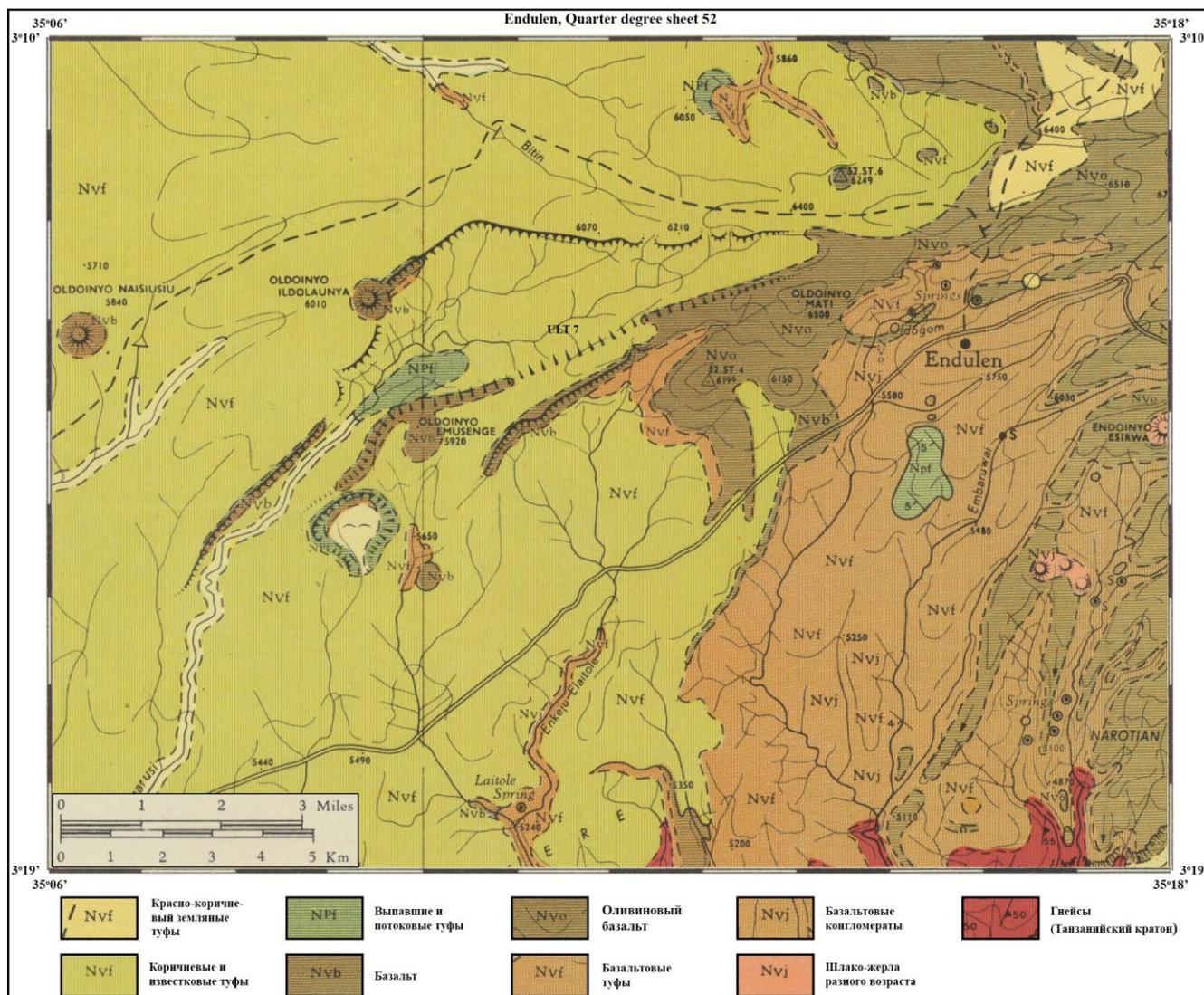


Рисунок 12. Геологическая карта района Лаэтоли (Зайцев, 2011).

Толщи Ндоланья

Название Ндоланья взято от холма Ндоланья возле обнажения 9, к юго-западу от района Лаэтоли. Согласно (Нау, 1987), верхние толщи Ндоланья представлены преимущественно глинистыми эоловыми туфами, образовавшимися, скорее всего, из неидентифицированного вулкана, расположенного к востоку от Садимана. Эти туфы отлагались на холмистом рельефе, который изрезан крутыми долинами. Содержание минералов, таких как авгит, нефелин, мелилит, кварц, меланит, сфен, перовскит и илименит, является критерием, используемым для дифференциации толщ Ндоланья и Лаэтолил (Нау, 1987). Наблюдается чёткое постепенное изменение минерального состава от более древних толщ Лаэтолил к более молодым толщам Ндоланья. Изменения настолько выражены, что жёлтый маркерный туф приобрёл переходный минеральный состав, который больше напоминает состав толщ Ндоланья, чем верхних толщ Лаэтолил (Нау, 1987). Толщи Ндоланья достигают мощности 15-20 м, но обычно имеют толщину 4-8 метров и, обнажаются в точках 18, 14 и 7Е. Обнажения Ндоланья занимают

площадь около 5 875 квадратных метров в локации 18 600 квадратных метров в обнажении 14 и 425 квадратных метров в обнажении 7Е.

Толщи Ндоланья подразделяются на нижние и верхние толщи разного литологического состава (Нау, 1987). Нижняя толща не имеет фоссилий. Простираются на неопределённое расстояние в районе Лаэтоли. Толщи Ндоланья залегают стратиграфически между толщами Лаэтолил и Оголовыми лавами (Нау, 1987). В толщах Ндоланья в качестве стратиграфических маркеров можно локально использовать стойкие слои карбоната кальция. Благодаря этому признаку выделяют как минимум 6 литологических единиц (Нау, 1987).

Оголовые лавы

Ряд минералогически характерных лавовых потоков и связанных с ними отложений тефры образуют широко распространённую стратиграфическую единицу над толщами Ндоланья и Лаэтолил. Их называют Оголовые лавы, название, взятое от огол, слова Масаи, обозначающего твёрдый камень. Жерла, извергавшие лаву, лежат в восточно-западной зоне протяжённостью около 25 км, которая лежит к югу и юго-западу от Лемагрута. Лавы простираются на юг до уступа разлома Эяси и на несколько километров на север в ущелье Олдувай. Жерла колеблются от 0,5 до 5 км в диаметре и 50-150 м в высоту. Большинство из них представляют собой округлые эрозионные остатки первоначально более крупных жерл. Большинство лавовых потоков имеют толщину порядка 10-15 м. Обычно Оголовые лавы представлены одним потоком, но в долине у Ольпиро имеется несколько потоков общей мощностью 150-200 м. Лавы местами согласно залегают на толщах Ндоланья, а в других местах заполняют долины глубиной не менее 15 м, врезаясь в толщи Ндоланья в слои Лаэтолил. К востоку от Эзере длинный поток лавы заполняет долину с севера на юг, врезанную в нижнюю часть пластов Лаэтолил. Лавы дали по К-Аг в среднем около 2,4 млн лет (Нау, 1987). Огольские лавы состоят в основном из порфириовидного фогезит с вкрапленниками оливина и авгита. Фогезит – это необычный тип лампрофиров, состоящий в основном из оливина и авгита с щелочным полевым шпатом в качестве единственного калиевого минерала. Типичный образец состоит из 65-70 % авгита, 20 % анортоклаза, 10-15 % оливина, 5 % непрозрачных руд и менее 1 % биотита. Крупнозернистый биотит и анортоклаз обычно встречаются вместе в порах. С появлением плагиоклаза фогезит превращается в щелочной мелабазальт, который содержит 65-70% оливина и авгит. Нефелин был обнаружен в единственном образце лавы с холма Ндоланья. Жерла состоят в основном из агглютинированных бомб, образовавшихся в результате взрыва жидкой магмы. Редкость туфа и лапилли-туфа, кроме как вблизи жерлов, является дополнительным свидетельством относительно неэксплозивного характера извержений. Поверхность земли в районе Лаэтоли и рядом с ним была изрезана долинами

глубиной до 15 м, когда извергались Оголовые лавы. Ориентация в пространстве долин в Лаэтоли неизвестна, но потоки лав текли на юг в долинах в нескольких километрах к востоку от Эсере. Таким образом, сток ручья в районе к юго-востоку от Лаэтоли, по-видимому, изменился с юго-западного в толщах Лаэтоли на преимущественно южный, когда извергались Оголовые лавы.

Четыре измерения по К-Аг датированию всей породы дали возраст 2.41 ± 0.12 млн. лет назад (Ndessokia, 1990). Это даёт только общий возраст толщ Ндоланья (рис. 13) между верхней частью толщ Лаэтолил (3,5 млн лет) и Оголовыми лавами ($2,41 \pm 0,12$ млн лет).

Толщи Ниабадад

По данным (Нау, 1987), толщи Ниабадад достигают мощности 10-15 метров. Состоят не менее чем на 95% из туфа, а остальная часть состоит из аргиллитов и конгломератов. Туфы чаще всего от массивных до грубослоистых от светло-серого до бледно-коричневого цвета. Они в основном мелко- и среднезернистые, плохо отсортированные и состоят на 75-95% из осколков стекла и пемзы, на 5-20% из кристаллов минералов и на 5% из обломков горных пород (ксенолитов). Пять К-Аг датировок из толщ Ниабадад дали два дискордантных возраста от 2.2 до 7.0 млн лет по полевоому шпату, в то время как другие три датировки были явно аномальными (Drake and Curtis, 1987). Ввиду минералогического сходства толщ (Нау, 1987) сопоставил туфы из этой толщи туфами Нгоронгоро и игнимбритами датируются между 2.1 и 2.3 млн лет назад (Нау, 1987). Как говорилось ранее, существует серьёзный вопрос о соотношении обнажений, появляющихся в разных местах в районе Лаэтоли. Кроме того, чётко не определено, представляют ли обнажения, перечисленные под разными названиями в качестве пластов (Нау, 1987), формации или пачки, принадлежащие одной формации.

Толщи Ольпиро

Название Ольпиро происходит от деревни у подножия уступа разлома Эяси к юго-востоку от Лаэтоли. (Нау, 1987) описывает пласты Ольпиро как в основном коричневый аргиллит, туф с конгломератами, песчаник. Аргиллиты содержат небольшие известковые конкреции. Известно 3 обнажения на территории Лаэтоли.

Толщи Ольпиро фанолитового состава присутствует во всех трёх обнажениях (Нау, 1987). Этот темно-серый туф мелкозернистый, в большинстве мест хорошо отсортированный и тонкослоистый. В обнажении 16 локально обнажается жёлтый маркирующий туф верхних Лаэтоли. Там, где обнажены пласты Ольпиро, присутствует светло-серый туфопесчаник. Этот туф залегает в горизонте с конгломератами, который содержит окаменелости и артефакты. Массивные бурые глины перекрывают туф Ольпиро.

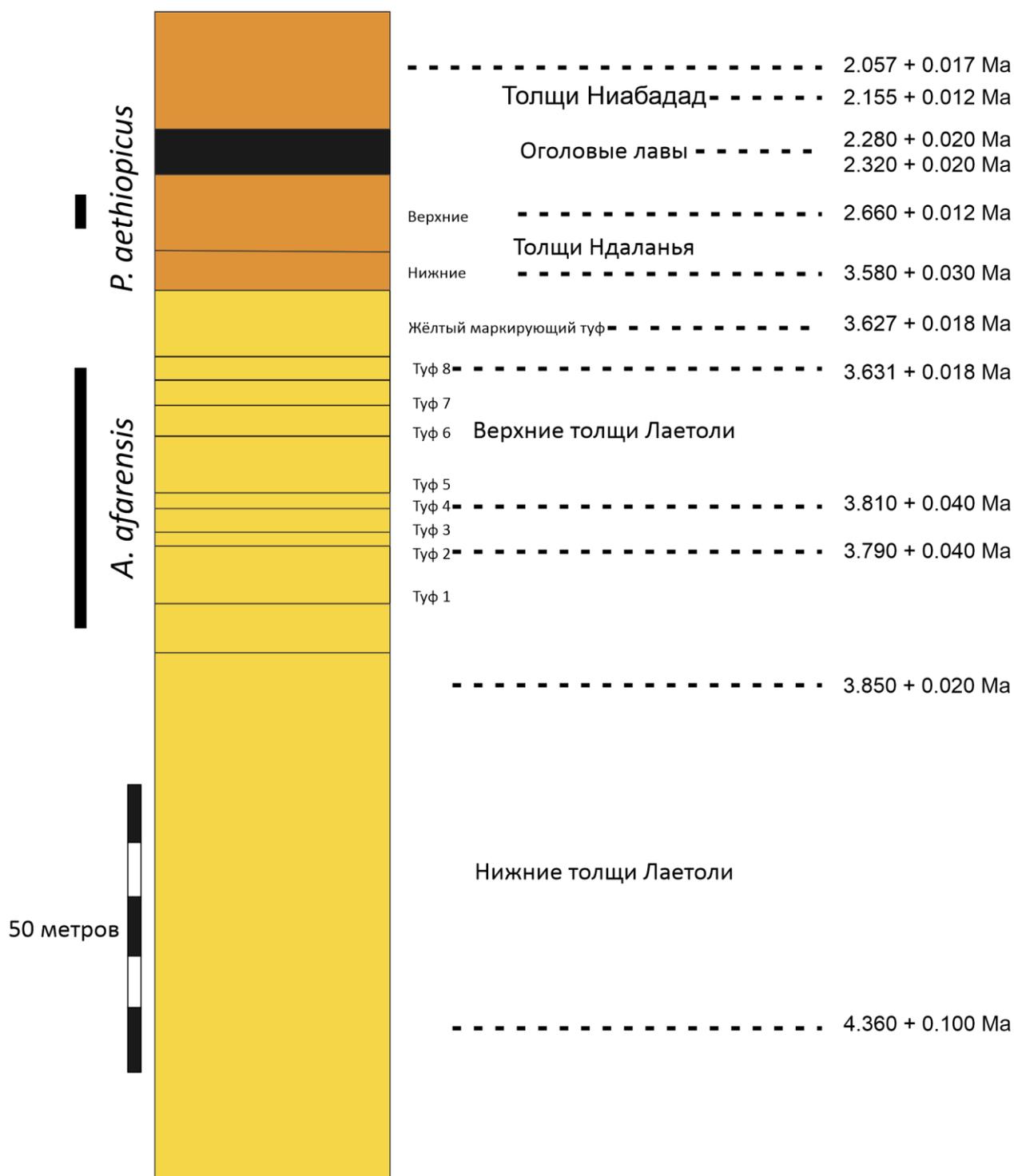


Рисунок 13. Стратиграфическая колонка территории Лаетоли с временными шкалами существования гоминидов ((Harrison, 2011; Harrison, 2017; Най, 1987) с дополнениями).

В таблице 2 приводится список минералов, которые установлены в различных толщах Лаетоли, отметим что большинство минералов (исключая маркирующие туфы) диагностировано на качественном уровне (Най, 1987)

Таблица 2. Минеральный состав толщ горных пород в районе Лаетоли ((Нау, 1987) с дополнениями.

Стратиграфические единицы и литологические типы пород	Диопсид- авгит	Эгирин- авгит	Роговая обманка	Биотит	Нефелин	Мелилитт	Полевые шпаты	Андрадит- горломит	Титанит	Перовскит	Ильменит
Верхние толщи Нгалоба: туф	++	++	+	++	++	+++	+*	++		++	+
Верхние толщи Нгалоба: туф у обнажения 2				+++			++				
Толщи Ольпиро	++	+++	+++		+		+++		Следы		+
Толщи Наибадад: туф	++	+					+++				Следы
Верхние толщи Ндоланья: эоловый туф	+	+++		+	+++	++	++*	++	++	++	++
Верхние толщи Ндоланья: пемзовый туф	+	+++	Следы	+	++	+	++		+		Следы
Нижние толщи Ндоланья: туф	++	++		+	+++		++	+	++	+	++
Верхние толщи Лаетоли: жёлтый маркирующий туф	+	+++		+	+++	+	++		++	Следы	Следы
Верхние толщи Лаетоли: мелилитовый неперемещённый туф	+++	++	++	+++	+++	+++		++		++	++
Верхние толщи Лаетоли: эоловый туф	+++	++	+	+	+++	+++	+	++	+	++	++
Нижние толщи Лаетоли: фонолитовый неперемещённый туф	++	++	++	++	++		++	следы	++		+
Нижние толщи Лаетоли: эоловый туф	+++	+++	+	++	+++	++	++	++	++	++	++

Символы +++ = богатое, ++ = среднее, + = редкое содержание минералов. Пустота в ячейке = отсутствие в породе.

* Эти минералы скорее всего привнесены (детритовые загрязнители).

ГЛАВА 3. ИЗУЧЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

При выполнении работы MS использовали следующие методы:

- Отмучивание эоловых туфов и их обработка с помощью HCl;
- Рентгенодифракционный метод исследования: дифрактометр Rigaku «MiniFlex II» с Co анодом + программное обеспечение PDXL2 и Topaz 4.2;
- Рентгеноальный энергодисперсионный микроанализатор Hitachi SN3400;
- Рамановская спектроскопия: спектрометр Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (длина волны лазера – 532.37 нм).

Рассмотрим каждый метод в отдельности.

3.1 Отмучивание эоловых туфов

Первоначально был использован образец эолового туфа «OFP/4» (рис. 14.2), отобранный в нескольких сотнях метрах от места, где обнаружили часть челюсти древнего человека и для которого точно известно его геологическое положение (между маркирующими туфами 6 и 7). Задачей работы было выделение только первичных минералов, которые отлагались во время извержения вулкана, а вторичные минералы (монтмориллонит и кальцит) удалить или растворить. Для этого туф замачивался в трёх химических колбах согласно схеме (рис. 14.1): кусок сухого эолового туфа смачивался водой для создания взвеси, затем взвесь несколько раз переливалась, чтобы избавиться от растворённого в ней глинистого вещества.

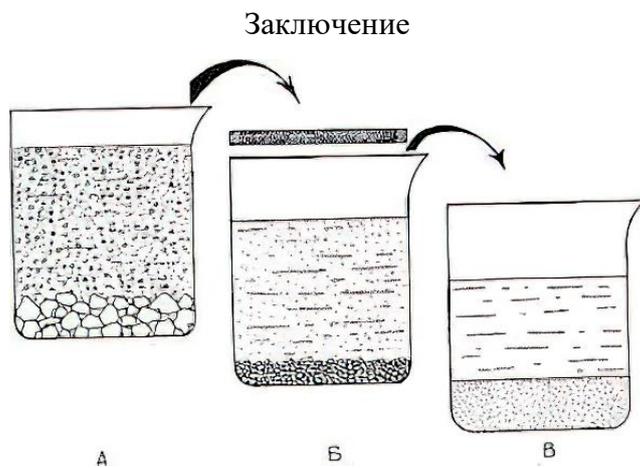


Рисунок 14. 1: Схема отмучивания: А – заливание образца водой и получение подобной взвеси и осадка, Б – перенос взвеси и осадка в другую колбу и заливание новой порцией воды, В – перенос, оставшийся взвеси и заливание водой (слева). 2: Коллекция элового туфа Лаестоли из траншеи. Отобрал: Зайцев А.Н. (справа).

1



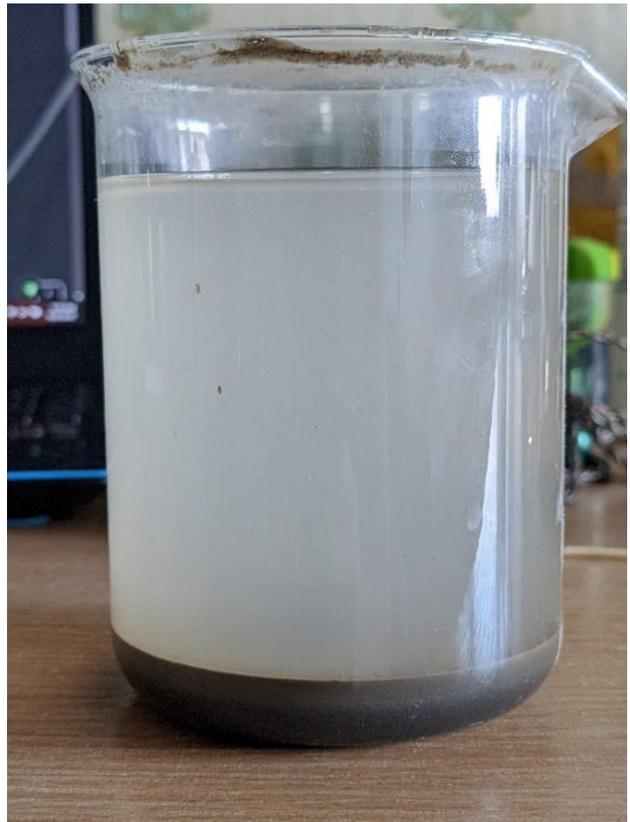
2



3



4



5

6



Рисунок 15. Процесс отмучивания от начала заливания туфа водой (1) до получения твёрдого остатка (6). Отмучивание выполнял: Бессмертный К.Н.

В результате мы получили довольно много материала для исследований.

Для дальнейшей работы мы в лаборатории нашего университета растворили пробу с использованием разбавленной HCL 14 % (рис. 16). Это нам было необходимо, чтобы исключить карбонатное вещество из пробы. Стоит отметить, мы использовали HCL с осторожностью, так как она могла вступить в реакцию с другими минералами важными для нас, например, нефелином.

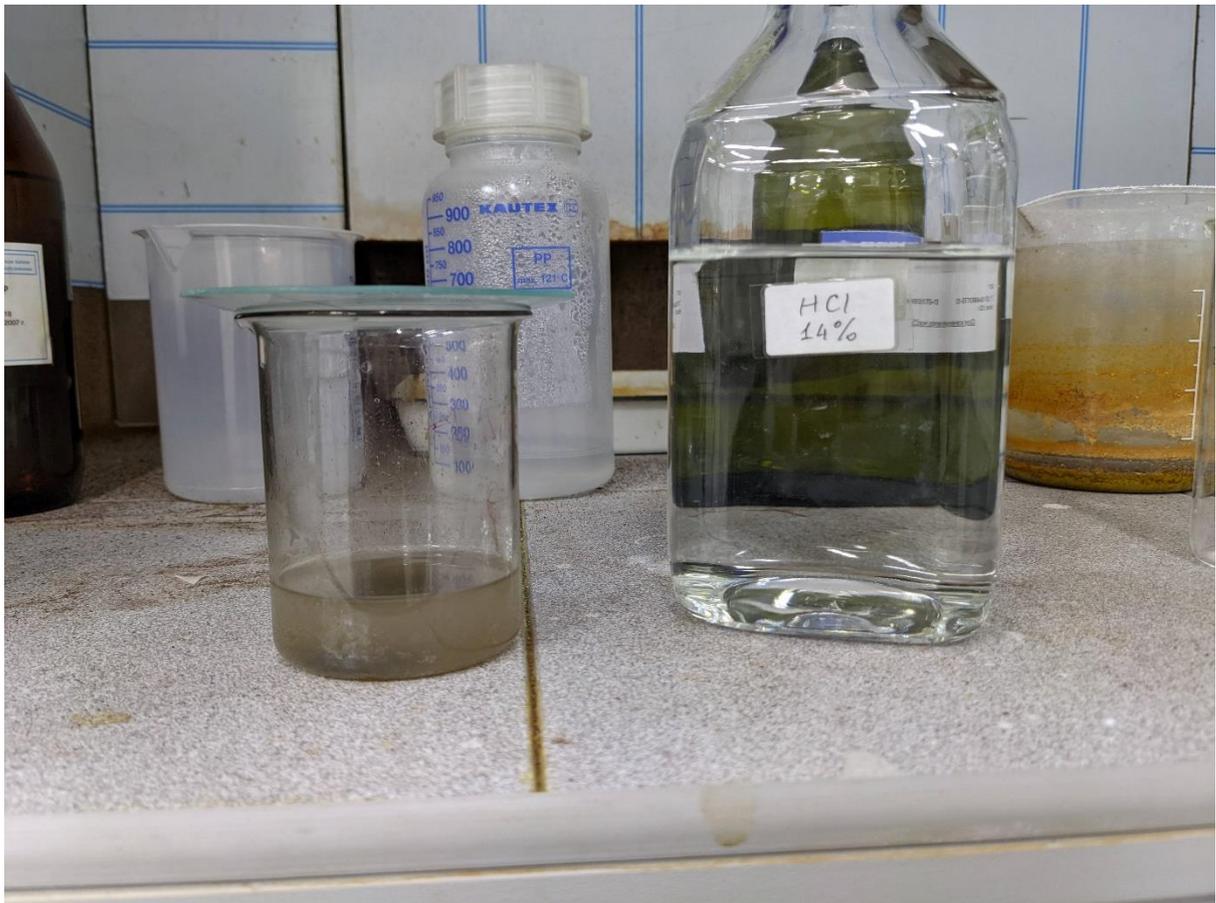


Рисунок 16. Химическая колба с взвесью рядом с бутылкой HCL 14%

По итогу этой длительной операции мы подготовили 8 пакетов с порошком (рис. 17). Первые 4 мы оставили для изготовления шайб из эпоксидной смолы. Предварительно, мы с помощью специальных лабораторных сит, изготовленных по ГОСТ 3826-82, от компании Вибротехник выделили 2 фракции: первая – с размерами части от 0.125 мм до 1 мм; вторая – с размерами частиц менее 0.125 мм (фактически пыль). От последней мы решили избавиться, так как она могла исказить данные, полученные из рентгеноального энергодисперсионного микроанализатора. Остальные мы измельчили до состояния пудры для проведения рентгенодифракционного анализа.



Рисунок 17. На фото: процесс распределения вещества в разные мешки.

3.2. Рентгенофазовый анализ

Любое кристаллическое вещество состоит из элементарных ячеек, каждая из которых является параллелепипедом. Значит, её можно “разложить” на три базисных вектора, длины которых колеблются примерно от 10^1 до 10^2 , что соизмеримо с длиной волн рентгеновского излучения $\sim 10^{-2}$ до 10^2 . Значит, любую кристаллическую структуру в первом приближении можно рассматривать как дифракционную решётку для этих волн. Стоит отметить, что для каждого вещества дифракционная картина уникальна. Это позволяет не только идентифицировать каждое соединение в отдельности, но также и составы различных смесей.

Принципиальная схема дифрактометра показана на (рис. 18). Она не сильно отличается от нашего дифрактометра Rigaku MiniFlexII с кобальтовым анадом. Главные компоненты дифрактометра: рентгеновская трубка и детектор размещаются на подвижном устройстве, называемом гониометром. Это система точной установки и отслеживания угла излучения по отношению к поверхности образца. Одно плечо гониометра задаёт угол облучения образца рентгеновской трубкой, другое определяет угол брэгговского отражения излучения от образца

(детектируемый сигнал). Детектор непрерывно во время движения (при изменении угла) регистрирует интенсивность рентгеновского излучения. Остальные части оптической схемы дифрактометра придают излучению такие свойства, чтобы оптимизировать его для решения тех или иных задач дифрактометрических исследований.

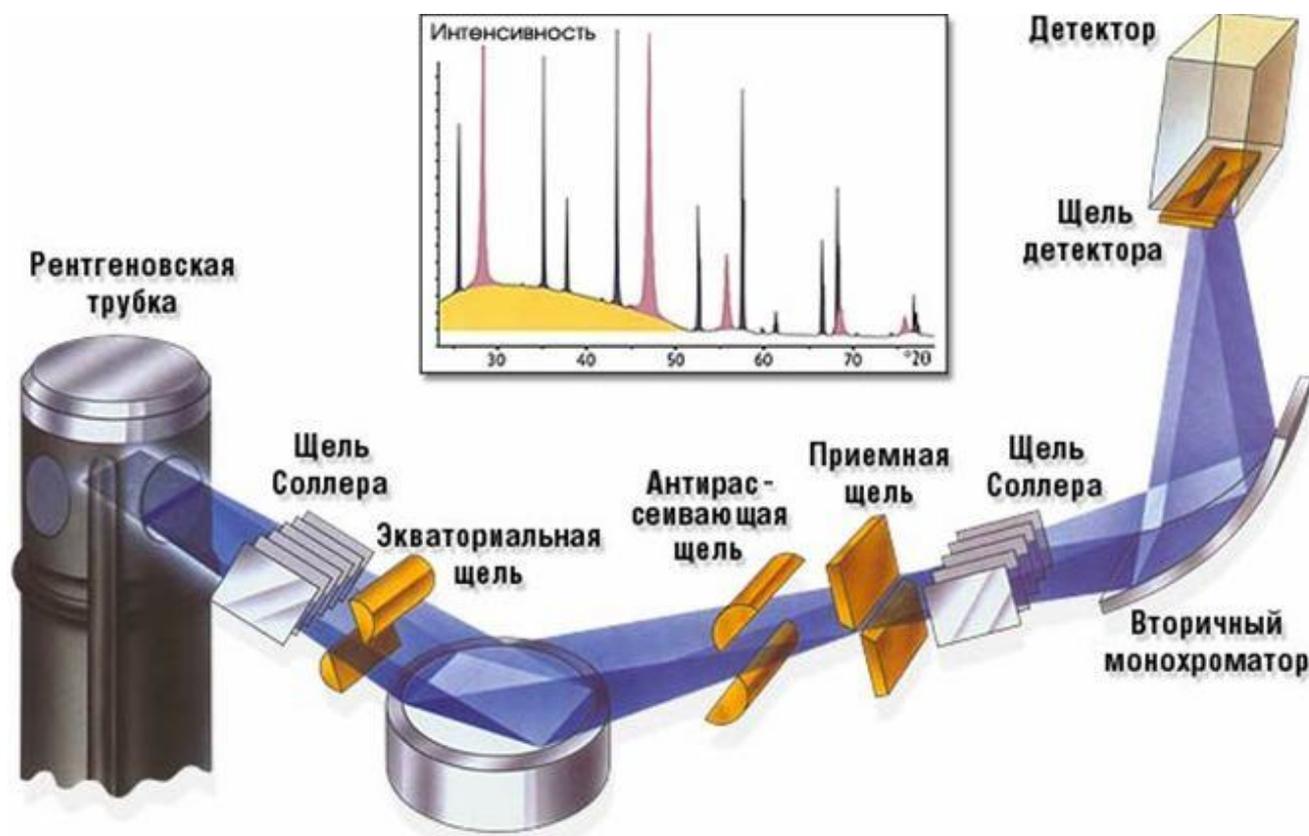


Рисунок 18. Принципиальная схема дифрактометра

Результат обработки полученной дифракционной картины (рентгенограммы) представляет собой набор пар величин: интенсивности дифрагированного луча (обычно в процентах относительно самой яркой линии) и угла дифракции (угла, дополнительного к углу между падающим и дифрагированным лучами). Такие пары принято называть рефлексами или отражениями.

Рентгенограмму принято изображать в виде графика, выражающего функциональную зависимость интенсивности от угла дифракции ($I = f(2\theta)$). Для определения межплоскостного расстояния пользуются формулой $d = \frac{\lambda}{2\sin\theta}$ (следствие из закона Брегга-Вульфа).

Как упоминалось выше, для съёмки мы использовали дифрактометр Rigaku MiniFlexII с кобальтовым анодом ($CoK\alpha_1$), с излучением $\lambda_{CoK\alpha_1} = 1.78900 \text{ \AA}$ и $\lambda_{CoK\alpha_2} = 1.79283 \text{ \AA}$, работающем при 30 kV и 15mA.

3.3. Электронный микроскоп

Рентгеноальный микроанализ с электронным зондом (РСМА) получил широкое применение и популярность благодаря тому, что даёт возможность помимо определения состава образца, получать изображение во вторичных электронах, обратно рассеянных электронах (топография и фазовый состав), и в поглощённом токе (обратный фазовый состав). Растровый электронный микроскоп (РЭМ) – прибор, предназначенный для получения визуальной информации максимального качества (рис. 19). Также его можно использовать для определения минералов, если оборудовать его ЭД ометром. Безусловно, эти устройства, которые очень недешёвые, помогают дать огромное представление оператору о том, что находится в данном образце. В нашем университете также имеется специальный аппарат Hitachi 3400N, который очень помог в процессе написания курсовой работы. РСМА с РМА представляет собой метод химического анализа небольшой области твердотельного образца, в которой сфокусированным пучком электронов возбуждается рентгеновское излучение. Рентгеновский содержит характеристические линии присутствующих элементов, поэтому качественный анализ легко проводится идентификацией линий образца с интенсивностями тех же линий в стандарте (чистый элемент) позволяет определить содержание элементов. Точность достигает 1%. (Рид, 2008)

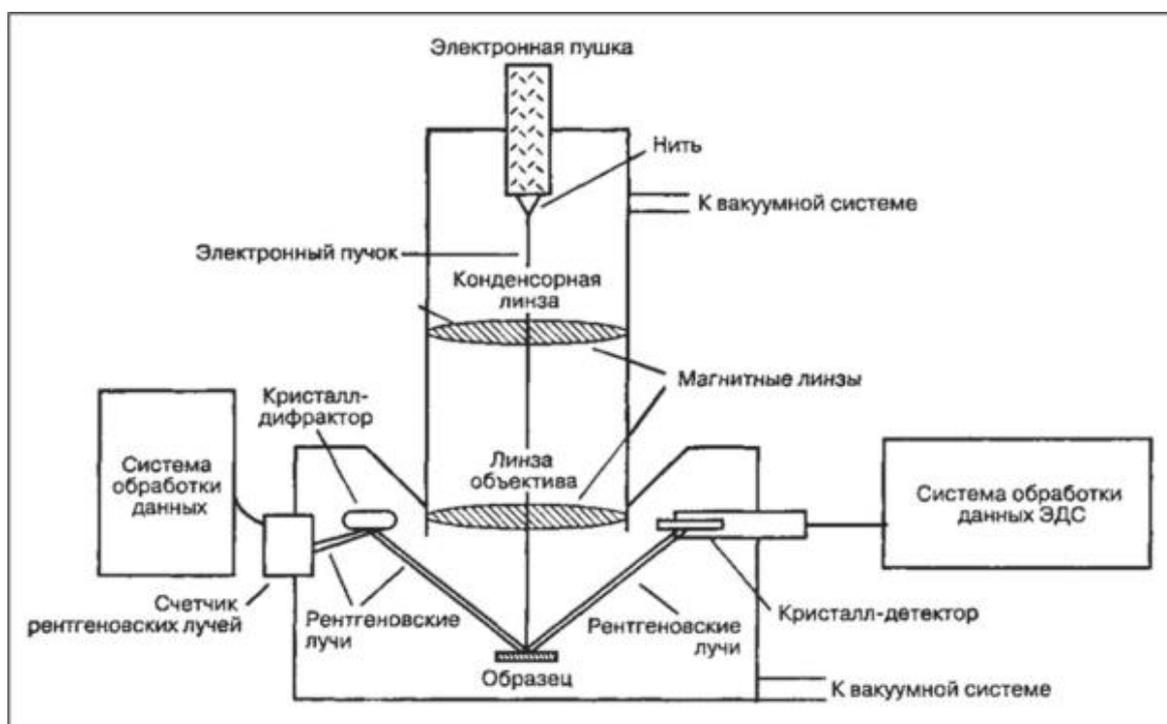


Рисунок 19. Принципиальная схема рентгеноального энергодисперсионного микроанализатора (Рид, 2008).

Благодаря «неупругому» взаимодействию с внешними электронами атома, электрон проникает в твёрдое тело, а «упругое» взаимодействие определяет пространственное распределение. Излучение, используемое для химического анализа, возбуждается электронами при переходах между внутриатомными энергетическими уровнями, создавая вакансии на внутренних оболочках атома. (Рид, 2008)

Съёмка выполнялась на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N, оборудованном ометром Oxford Instruments X-Max 2 (ускоряющее напряжение 20 kV, ток 2.5 нА).

3.4 Рамановская спектроскопия

Рамановская спектроскопия, также известная как спектроскопия комбинационного рассеяния, представляет собой метод исследования, применяемый для определения колебательных и вибрационных мод молекул в твёрдых телах, а также для выявления вращательных и других низкочастотных мод систем. Этот метод широко используется в химии для получения структурных "отпечатков пальцев", которые позволяют идентифицировать молекулы. Он назван в честь индийского физика Ч. В. Рамана (Practical Raman Spectroscopy, 1989).

Основой рамановской спектроскопии является неупругое рассеяние фотонов, известное как комбинационное рассеяние (рис. 20). В современных спектрометрах обычно используется монохроматический свет, который обеспечивается лазером в видимом, ближнем инфракрасном или ближнем ультрафиолетовом диапазоне, а также могут применяться рентгеновские лучи. Лазерный свет взаимодействует с колебаниями атомов в молекулах, фононами или другими возбуждениями в системе, и в результате энергия лазерных фотонов смещается в область высоких или низких значений. Это смещение энергии дает информацию о колебательных модах в системе. Инфракрасная спектроскопия обычно предоставляет аналогичную информацию, а также дополнительные данные (Шмидт, 2007).

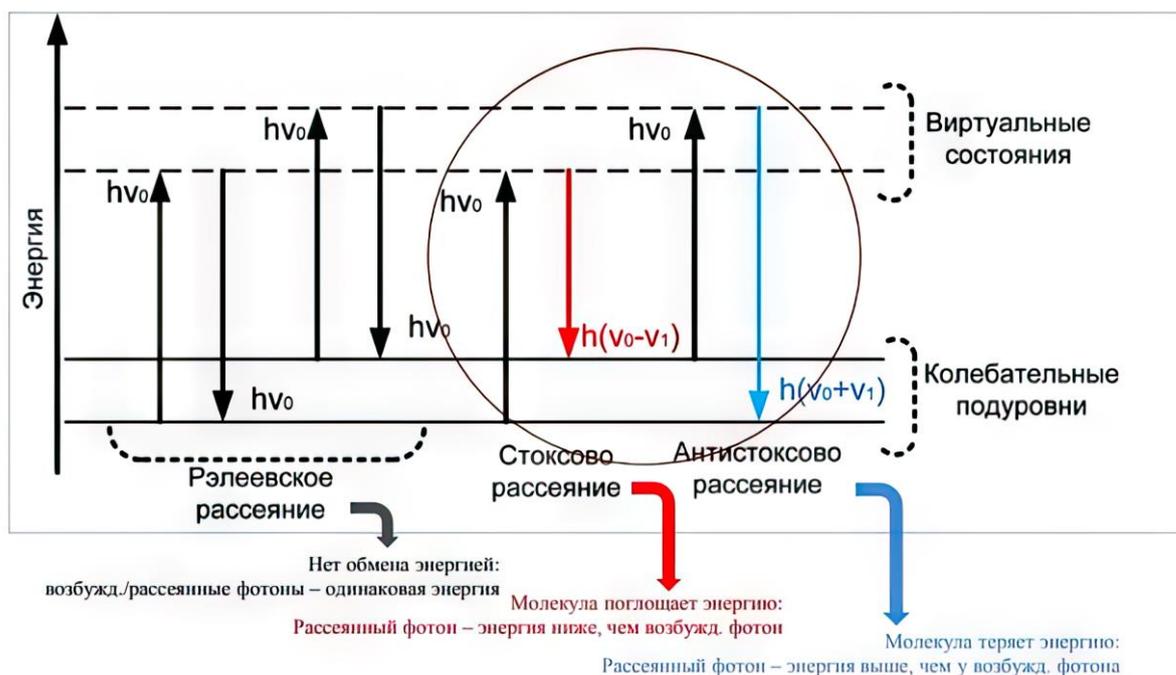


Рисунок 20. Диаграмма уровней энергии, показывающая состояния, участвующие в спектрах комбинационного рассеяния ((Practical Raman Spectroscopy, 1989) с дополнениями).

При измерении спектра образец освещается лазерным лучом. Электромагнитное излучение от освещённого участка собирается линзой и проходит через монохроматор. Упругое рассеянное излучение на длине волны, соответствующей лазерной линии (рэлеевское рассеяние), отфильтровывается режекторным, краевым или полосовым фильтром, в то время как остальная часть собранного света попадает на детектор (Practical Raman Spectroscopy, 1989).

Спонтанное комбинационное рассеяние света обычно является слабым, поэтому главной проблемой при измерении спектров комбинационного рассеяния долгое время было отделение слабого неупруго-рассеянного света от интенсивного рэлеевского рассеянного лазерного света (так называемое "подавление лазерного излучения"). В прошлом рамановские спектрометры использовали голографические решетки и несколько ступеней дисперсии для высокой степени подавления лазерного излучения. В качестве детекторов для систем с дисперсионным комбинационным рассеянием ранее использовались фотоумножители, что требовало длительного времени для сбора данных. Однако в современных приборах почти всегда применяются режекторные или краевые фильтры для подавления лазерного излучения. Сейчас наиболее распространены одноступенчатые спектрографы (рис. 21 с дисперсией (аксиально-пропускающие или монохроматоры Черни-Тёрнера) в сочетании с ПЗС-детекторами, хотя также используются спектрометры Фурье с инфракрасными лазерами (Бёккер, 2009; Practical Raman Spectroscopy, 1989).

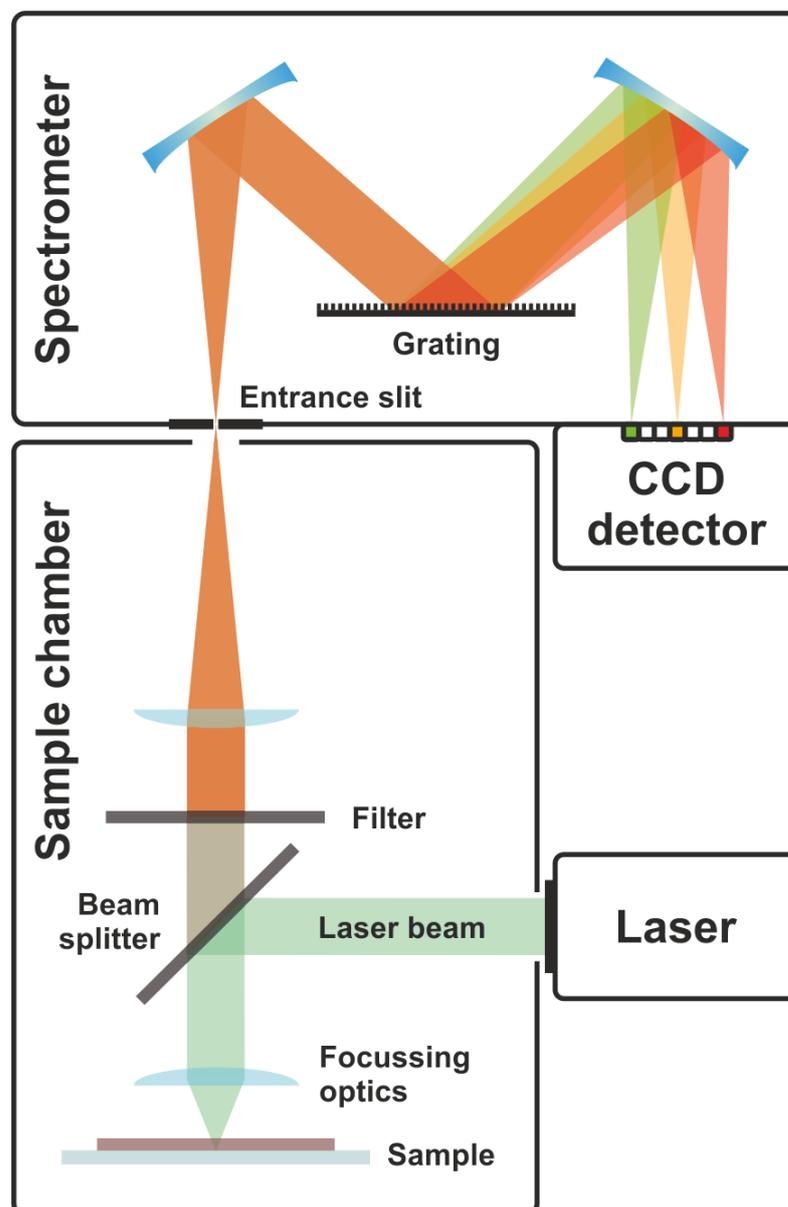


Рисунок 21. Схема прямого рамановского микроскопа. Рассеянный комбинационным рассеянием свет, собранный и отфильтрованный объективом микроскопа и краевым/режимным фильтром, соответственно, поступает в решетчатый спектрометр. Как правило, без сканирования решетки спектрометра отдельные волновые числа спектра одновременно регистрируются камерой устройства с зарядовой связью (ПЗС). Карты комбинационного рассеяния получают путем растрового сканирования образца через фокус лазера и обнаружения спектра в каждом пикселе (Schmid, Dariz, 2019).

Термин "рамановская спектроскопия" обычно относится к комбинационному излучению с использованием длин волн лазера, которые не поглощаются образцом. Существует множество других вариаций рамановской спектроскопии, таких как поверхностно-усиленная рамановская спектроскопия, резонансное комбинационное рассеяние света, когерентная анти-стоксовая рамановская спектроскопия, спектроскопия комбинационного рассеяния с усилением

наконечника, поляризованное комбинационное рассеяние, вынужденное комбинационное рассеяние, комбинационное рассеяние света с пропусканием, комбинационное рассеяние с пространственным смещением и гиперкомбинационное рассеяние (Practical Raman Spectroscopy, 1989).

В РЦ «Геомодель» используется рамановский спектрометр Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800.

Выдержка из его основных характеристик:

- Спектрограф – фокусное расстояние 800 мм с тремя решётками 600 ш/мм, 1800 ш/мм, 2400 ш/мм.
- Спектральный диапазон – 4000-100 см⁻¹.
- Спектральное разрешение – до 1.5см⁻¹.
- Точность воспроизведения волнового числа – 1 см⁻¹.
- Лазеры – Ar⁺ с перестраиваемыми длинами волн от 457 до 514 нм с набором notch фильтров для работы на 488нм и 514 нм и мощностью до 50mW; He-Cd с длиной волны 325нм и мощностью до 20 mW.
- Микроскоп Olympus BX41 – объективы 10X (NA 0.25), 50X (NA 0.75), 50X (NA 0.5), 100X (NA 0.9), 40X-uvv, ARO 15X, ATR 36X.

Съёмка осуществлялась со следующими параметрами: лазер с фиксированной длиной волны 532.37 нм, без дополнительных фильтров.

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ТУФОВ НДОЛАНЬЯ

4.1. Фазовый и количественный анализ

Идентифирование с помощью ПО «PDXL2» версии 2.8.4.0. Полученные рентгенограммы для области 2θ приведены на рисунках XX-XX. Расшифровка рентгенограмм (рис. 22-26) проводилась с помощью PDXL2.

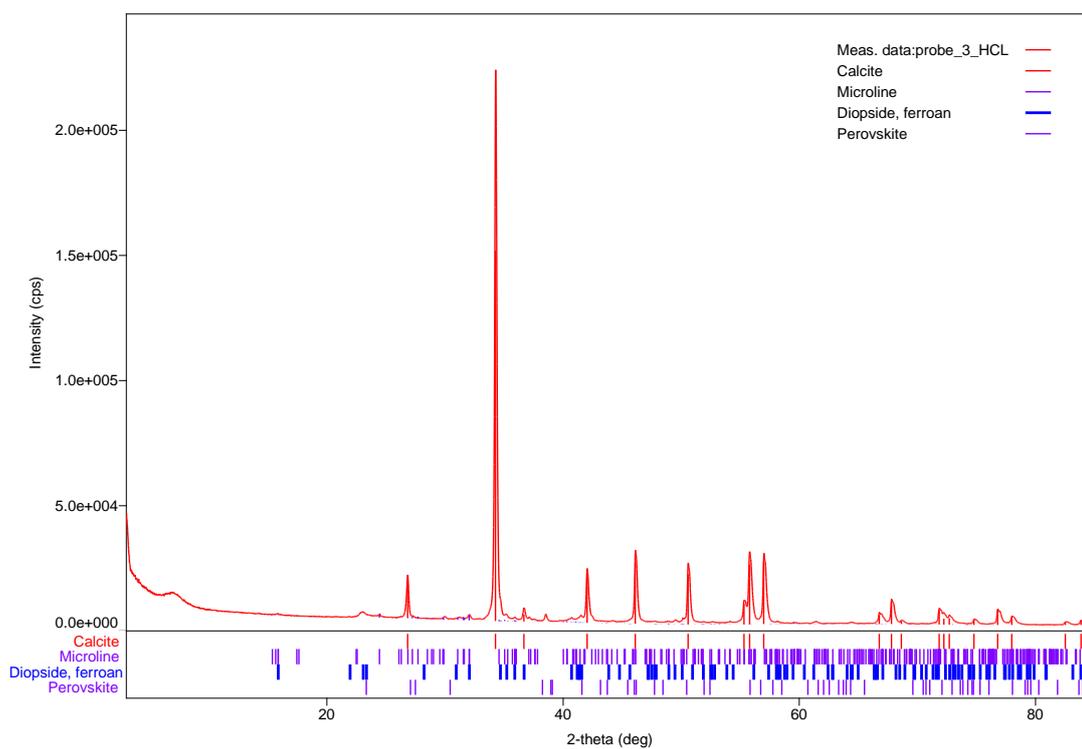


Рисунок 22. Probe_3_HCL

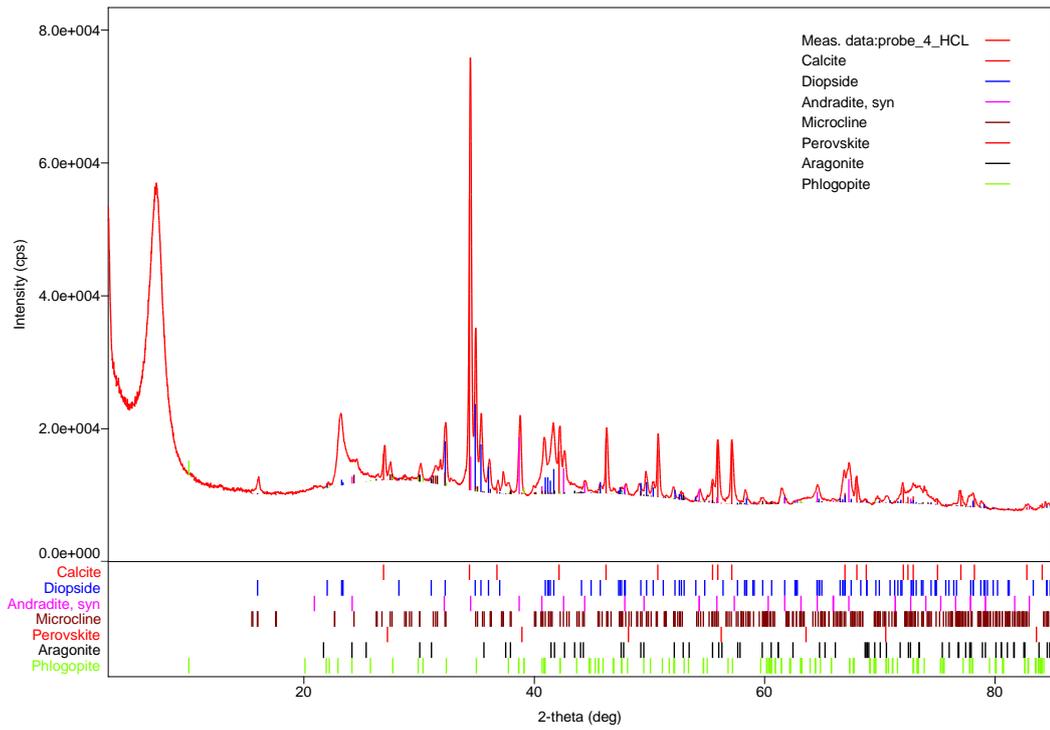


Рисунок 23. Probe_4_HCL

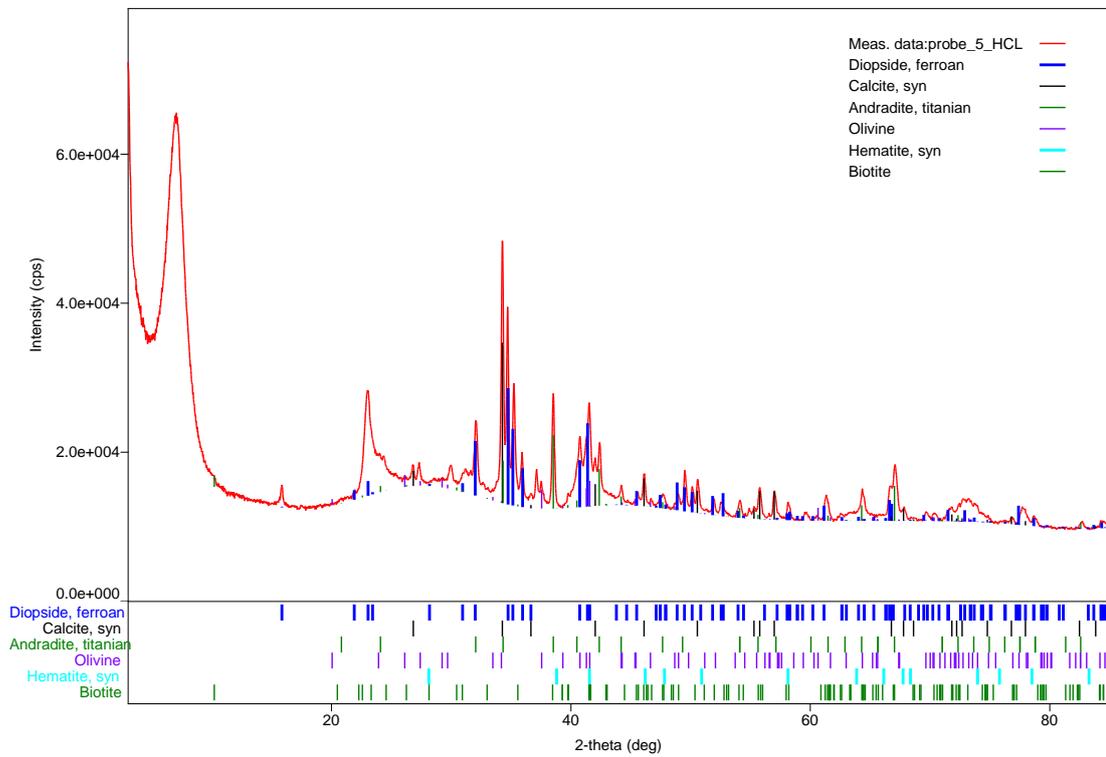


Рисунок 24. Probe_5_HCL

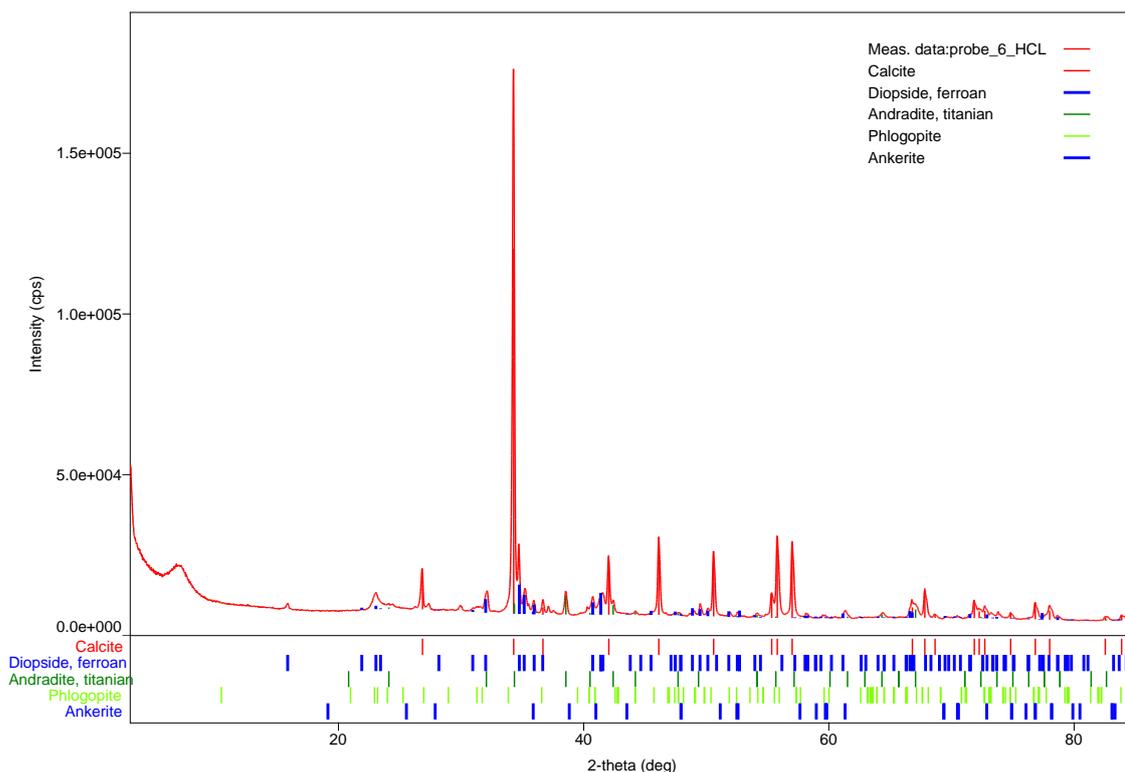


Рисунок 25. Probe_6_HCL

Сравнение эмпирических данных с эталонными данными для минералов позволило диагностировать следующие минералы:

- «Probe_3_HCL»: кальцит, микроклин, железистый диопсид, перовскит
- «Probe_4_HCL»: кальцит, диопсид, андрадит, микроклин, перовскит, арагонит, флогопит
- «Probe_5_HCL»: железистый диопсид, кальцит, титанистый андрадит, следы оливина, гематит и биотит.
- «Probe_6_HCL»: кальцит, железистый диопсид, титанистый андрадит, флогопит, анкерит.

Полученные данные по расшифровке рентгенограмм, в целом, сходятся с имеющимися литературными данными, в которых указывается что главными первичными минералами в туфах Лаэтоли являются диопсид, андрадит-шорломит, санидин, флогопит, перовскит и другие минералы.

После диагностики минералов была выполнена их количественная оценка с использованием программного обеспечения «Тораз» версии 4.2 (табл. 3).

В таблице 3 приводятся данные полученные Н.В. Платоновой для проб туфов, которые не подвергались отмачиванию и обработке соляной кислотой. Полученные данные показывают,

что золотой туф, слагающий склон холма, представлен породой сложенной преимущественно кальцитом (8-70%) и монтмориллонитом (20-75%). Содержание минералов, которые относятся к ассоциации первичных минералов (пироксен, гранта и др.) достаточно мало и в сумме не превышает 20%.

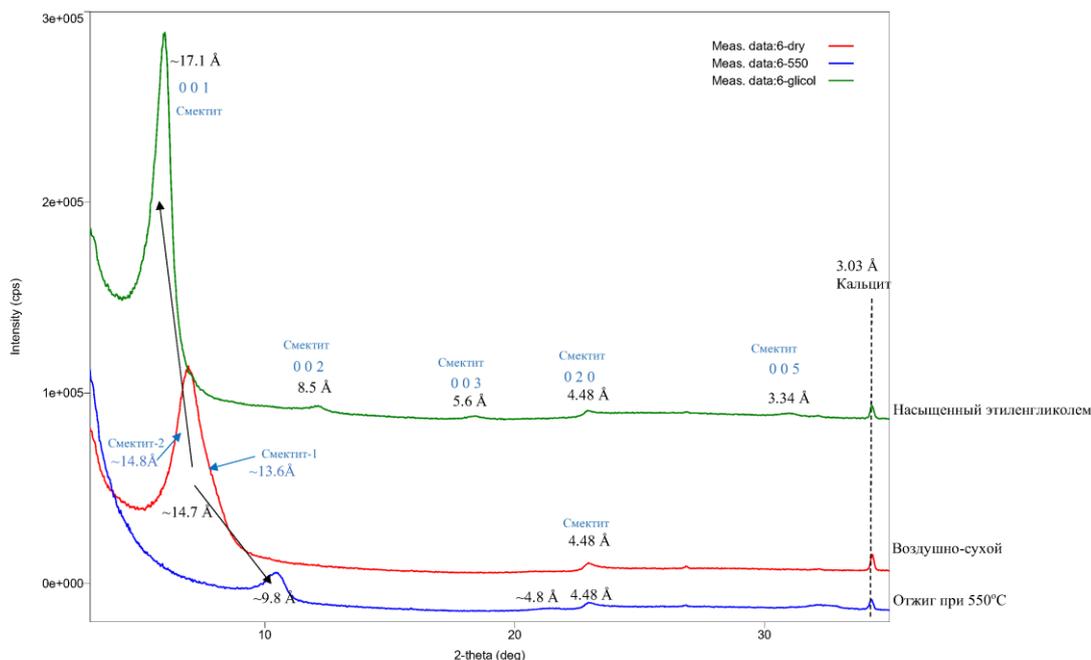


Рисунок 26. Полнопрофильный анализ методом Ритвельда (Тораз 4.2).

Таблица 3. Количественный фазовый анализ образцов туфов (вес. %)

Минерал	все образцы	№ 3	№ 4	№ 6
Монтмориллонит	20 – 75	~25	~65	~75
Кальцит	8 – 70	~65	~20	~8
К полевой шпат	0 – 5	-	2	4
Альбит	0 – 2	-	-	2
Диопсид	1 – 9	6	8	5

Анрадит-шорломит	1 – 3	1	2	3
Магнетит	1 – 2	<1	<1	<1
Апатит	0 – 1	1	-	-
Титанит	0 – 1	1	1	1
Перовскит	0 – 1	-	1	1
Сумма	100	100	100	100

4.2. Пироксены

Пироксен встречается во всех маркирующих, а также эоловых туфах и всегда является основным минералом в первичной минеральной ассоциации. В отложениях области Лаэтоли его состав хорошо изучен (McHenry, 2011; Zaitsev и др., 2019). Широкие вариации минерального состава, от диопсида до эгирин-авгита, наблюдались в пределах одного слоя туфа из различных обнажений, в одном образце туфа и даже в пределах одного кристалла. Вследствие этого, пироксены полностью не подходят для корреляции или разделения разных слоев маркирующих туфов из-за переменчивости состава (Zaitsev и др., 2019), однако данные из работ МакХенри (McHenry, 2011) указывают на различия в составе пироксена для туфов Лаэтолил и Ндоланья. В последних пироксен содержит большее количество натрия.

В отложениях области Лаэтоли пироксены присутствуют в виде вкрапленников и микролитов, они представлены отдельными кристаллами и встречаются в составе пепловых частиц, где слагают их центральную часть. Вкрапленники крупнее и лучше видны невооружённым глазом, а микролиты слишком малы, чтобы их можно было увидеть без помощи петрографического или электронного микроскопа.

Вкрапленники наблюдаются в виде идиоморфных или гипидиоморфных кристаллов зелёного, темно-зелёного и до черного цвета, размер, которые достигают 1.5 мм. Внешние границы зёрен практически всегда неровные, извилистые (рис. 27 и 28), что указывает на возможное частичное растворение минерала. Пироксен представлен как мономинеральными

выделениями, так и зёрнами, которые содержат включения других минералов, среди последних установлены титанит, гранаты (андрадит, шорломит) и магнетит.

Электронно-микроскопические исследования (изучено 16 зёрен) показали, что подавляющая часть зёрен пироксена характеризуется чрезвычайно неоднородным внутренним строением, однако незональные зерна также встречаются, хотя и в гораздо меньшем количестве.

По особенностям внутреннего строения кристаллы минерала можно разделить на следующие группы (рис. 27, 28):

- зёрна с пятнистой неоднородностью
- зёрна с включениями других минералов

Несомненно, наблюдаемая зональность пироксена обусловлена разностью составов отдельных участков зёрен минерала (рис. 29 и 30, табл. 4). По положению точек составов на Q-J диаграмме (Morimoto, 1988) минералы представлены: (1) Ca-Mg-Fe пироксенами и (2) Ca-Na пироксенами (рис. 21).

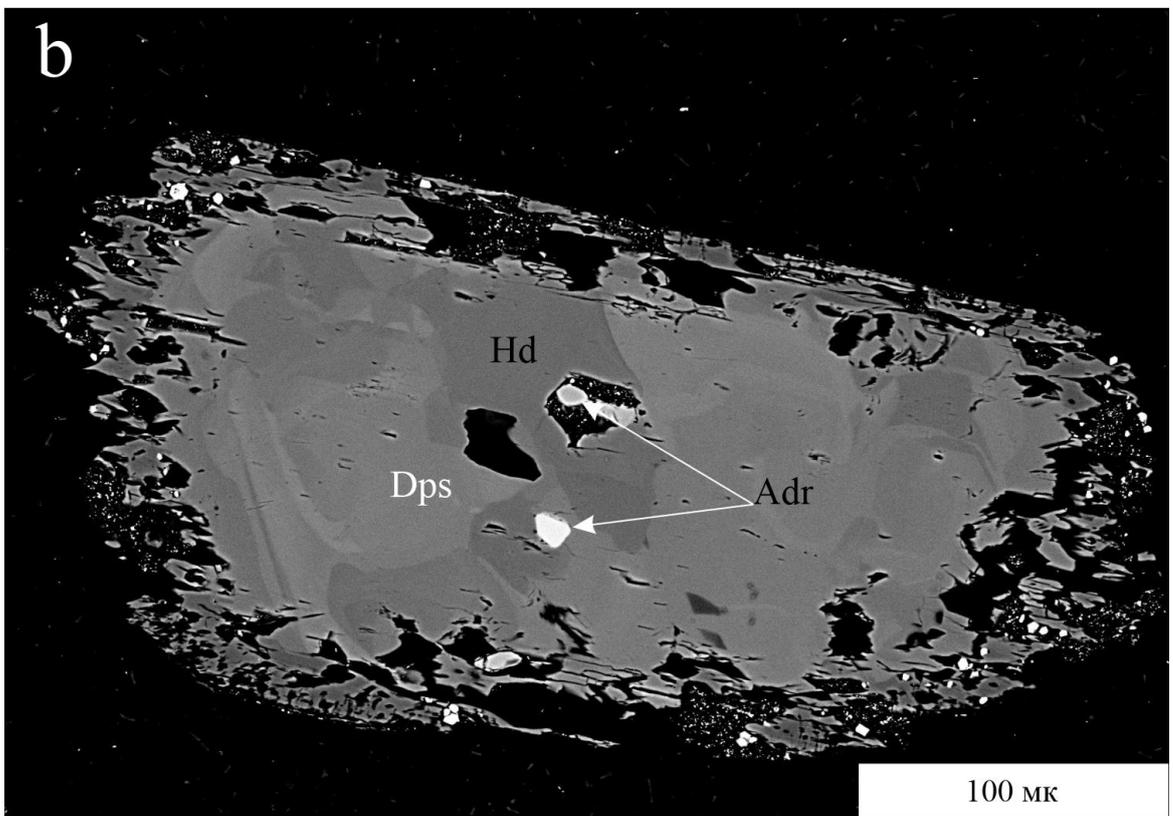
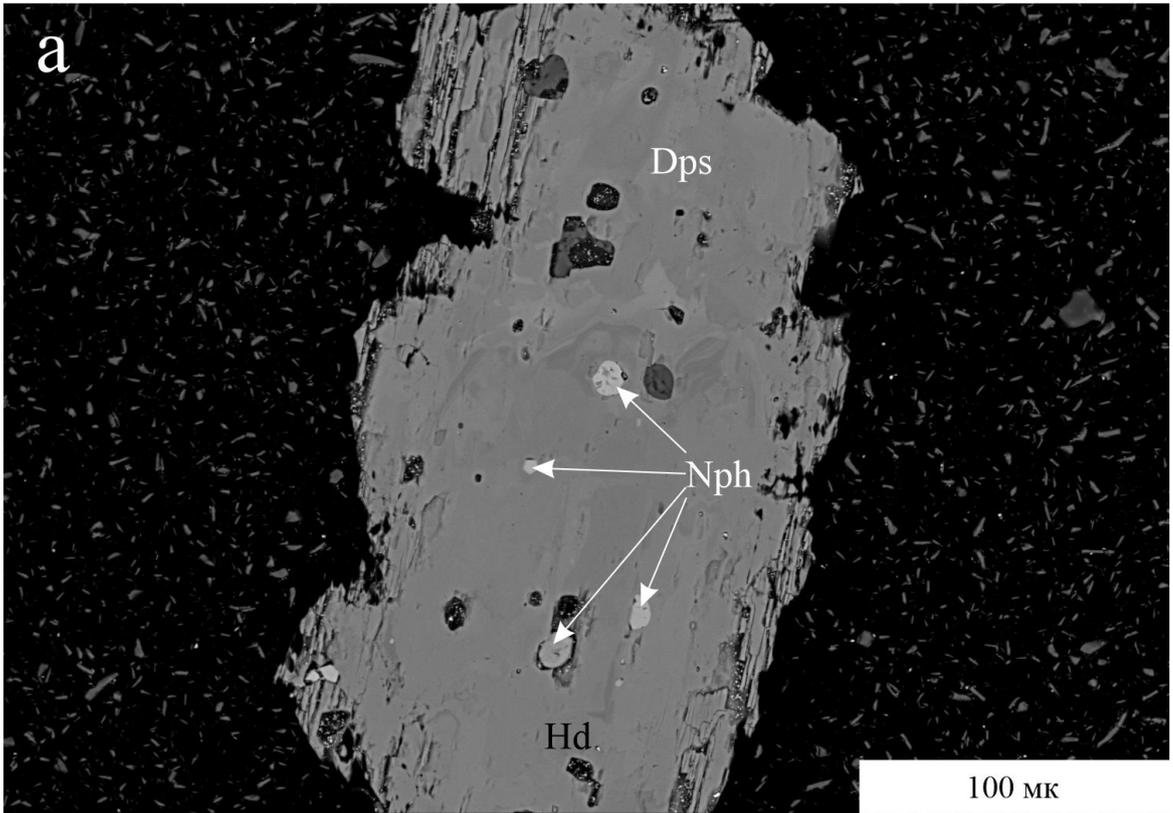
Ca-Mg-Fe пироксены представлены диопсидом и геденбергитом, которые образуют непрерывный изоморфный ряд (рис. 22); крайние составы представлены диопсидом с содержанием минерала $\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ 67.06 мол.%



и геденбергитом с содержанием минерала $\text{CaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$ 56.84 мол.%



Содержание натрия в этих минералах варьирует от 0.85 до 6.56 мас.% Na_2O (43.68 мол.% минерала $\text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$). Другие примесные элементы представлены магнием, титаном (до 2.61 мас.% TiO_2), алюминием (до 5.31 мас.% Al_2O_3), марганцем (до 1.47 масс.% MnO), цирконием (до 0.26 мас.% ZrO) и калием (до 0.13 мас.% K_2O).



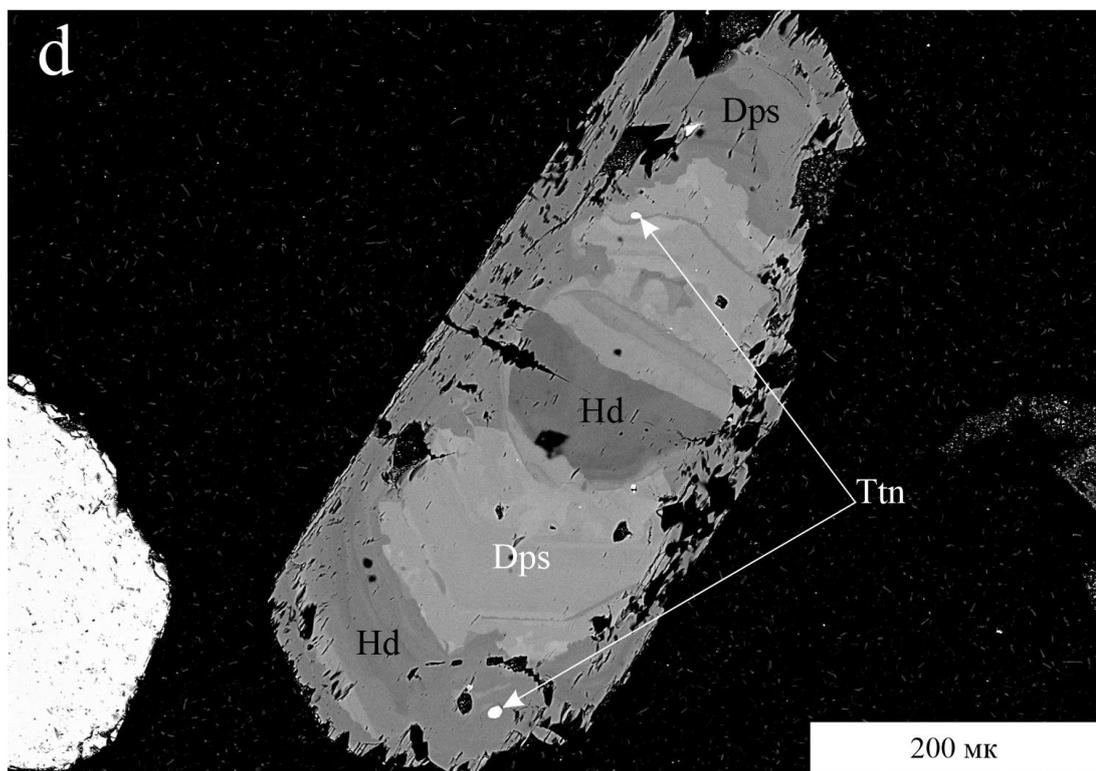
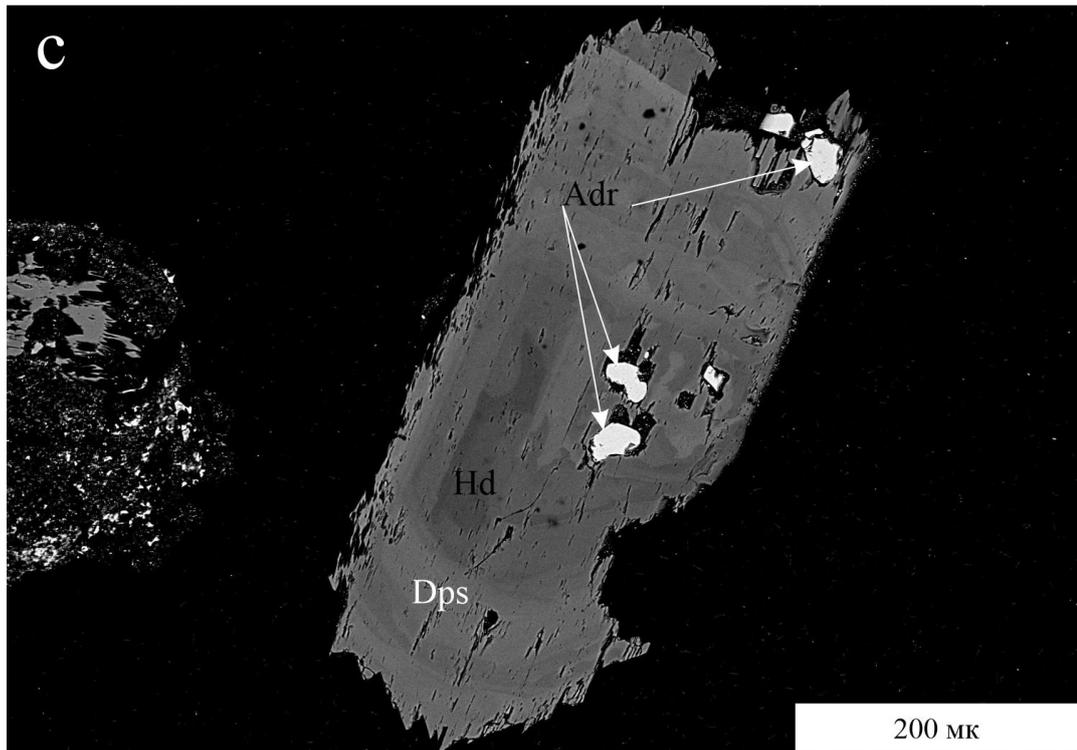
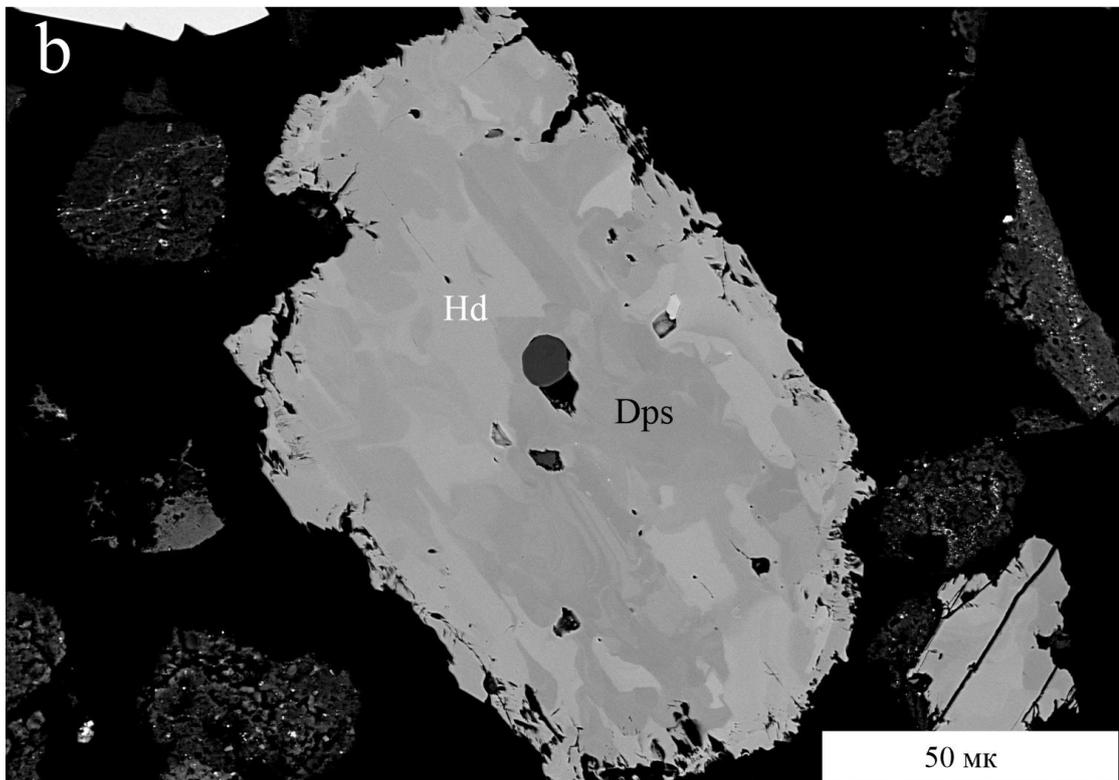
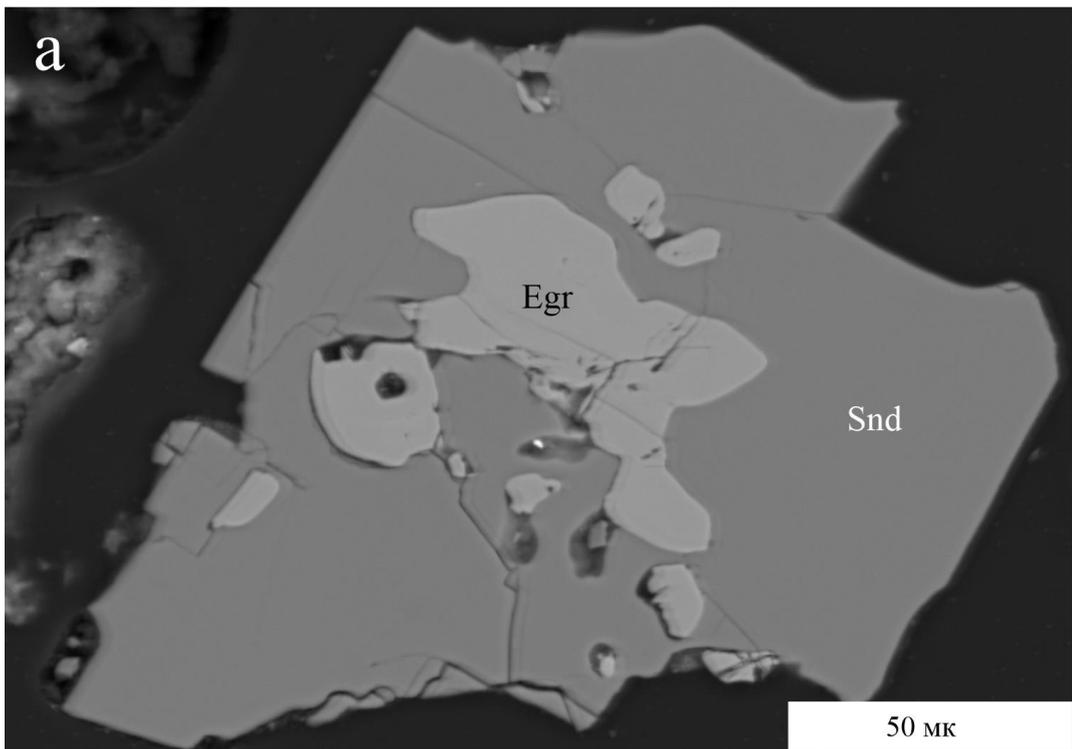
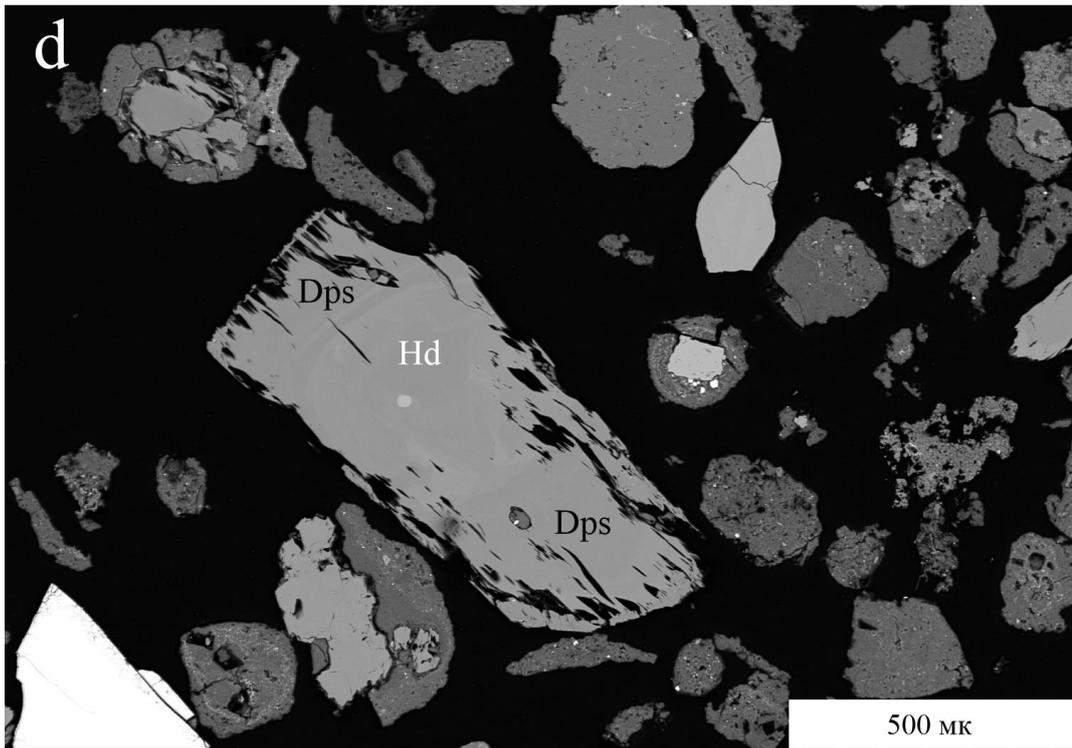
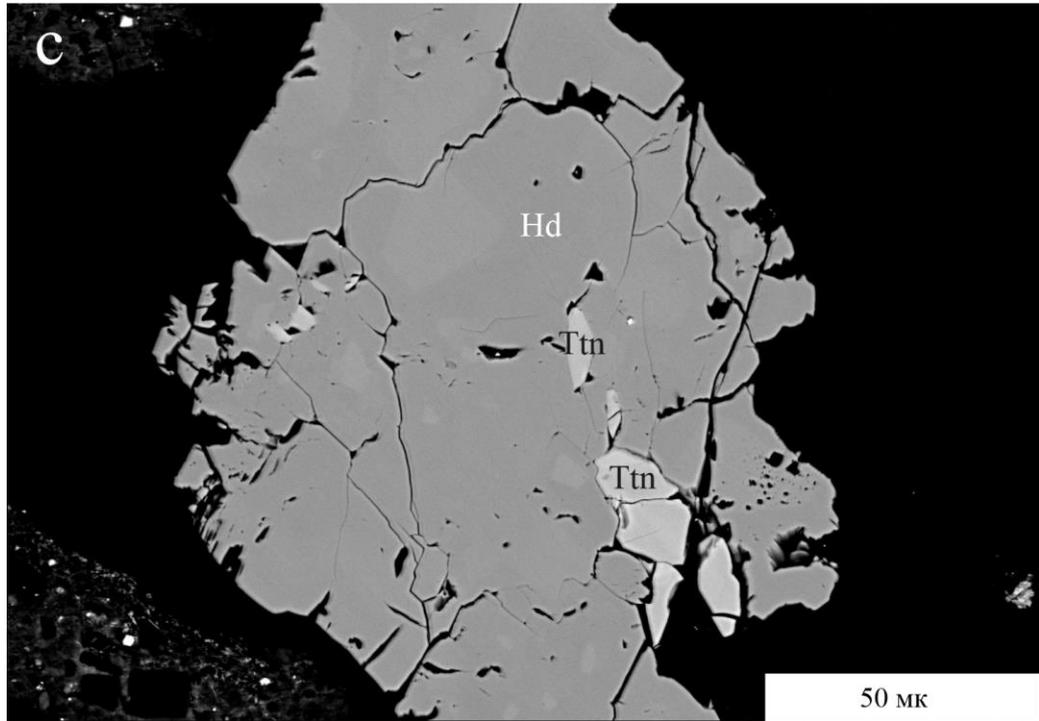


Рисунок 27. Внутренне строение изученных зёрен пироксена (изображение в обртно-рассеянных электронах). Adr – андрадит, Dps – диопсид, Hd – геденбергит, Ttn – титанит, Nph – нефелин (образец L3).





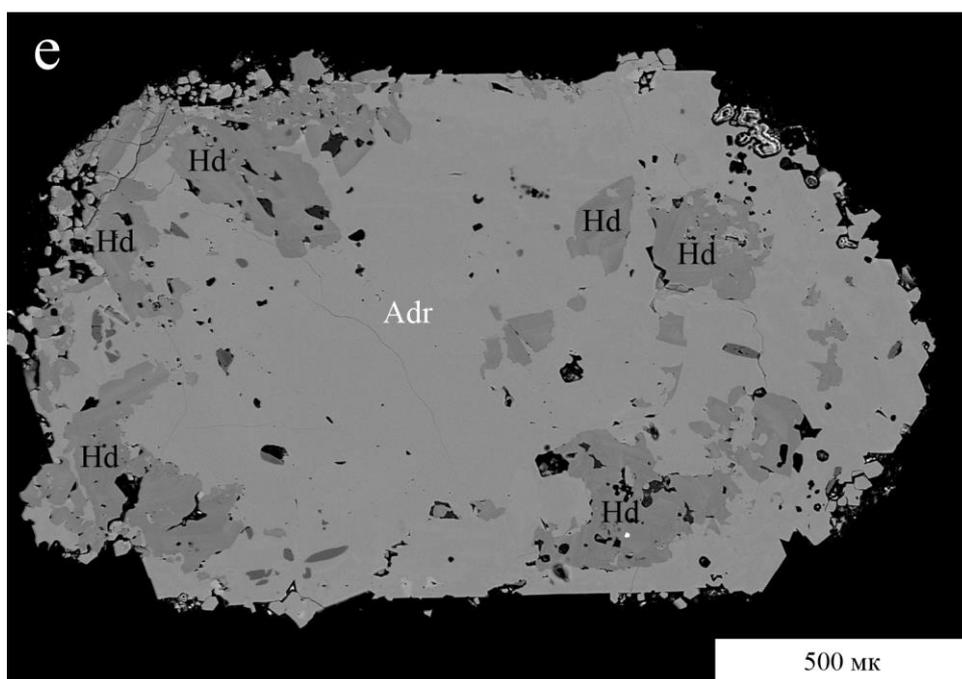
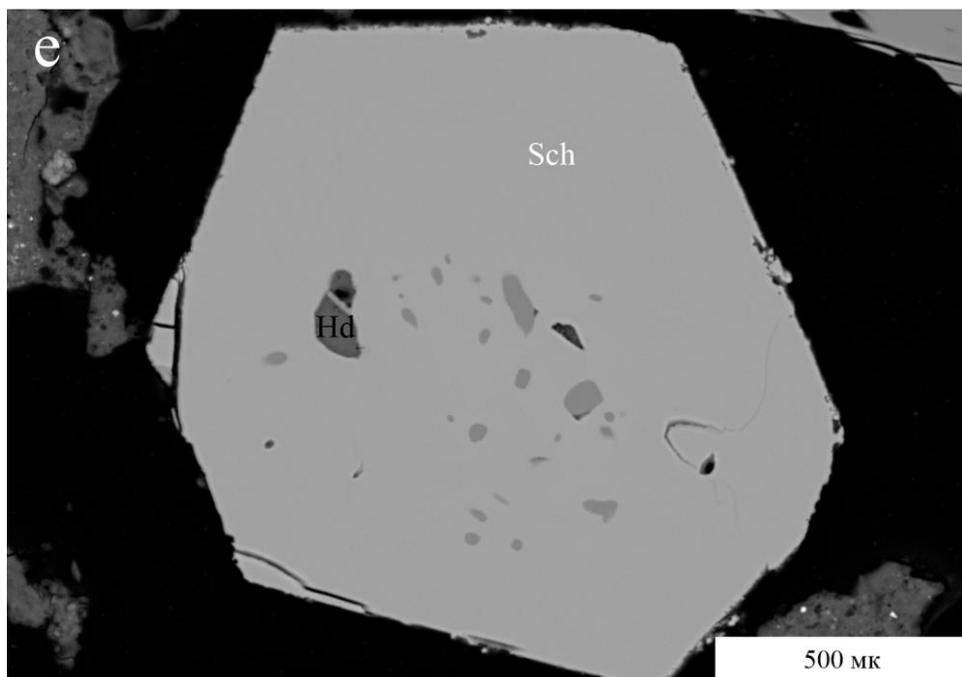


Рисунок 28. Внутреннее строение изученных зёрен пироксена: Egr – эгирин-авгит, Snd – санидин, Sch – шорломит (образец L6).

Таблица 4: Представительные анализы диопсида (393, 427, 438, 440, 442, 452), геденбергита (295, 330, 385, 408, 421 425, 429) и эгирин-авгита (436)

Образец	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3	L3
Включения					2	3						4	5		
Анализ	295	329	330	385	393	408	421	425	427	429	436	438	440	442	452
SiO ₂	50.78	49.68	50.30	51.34	51.24	50.69	50.11	51.06	51.16	50.56	51.95	50.82	46.75	50.75	52.15
TiO ₂	0.41	0.32	0.46	0.37	0.86	0.25	0.58	0.34	0.26	0.30	0.29	1.05	2.61	0.79	0.41
Al ₂ O ₃	0.35	1.59	1.81	0.43	1.84	0.76	1.12	0.52	0.56	0.59	0.51	2.30	5.31	2.07	0.39
FeO	23.11	21.15	17.91	21.78	14.89	18.82	18.67	18.59	17.16	19.14	22.05	9.14	11.47	12.42	14.16
MnO	0.74	0.71	0.54	0.99	0.34	0.56	0.54	0.74	0.60	0.66	0.98	0.25	0.08	0.28	0.52
MgO	3.49	4.39	6.35	4.28	7.81	6.16	6.07	6.47	7.16	5.85	3.97	12.00	9.65	9.85	8.86
CaO	15.77	18.57	19.99	15.78	19.66	20.14	19.69	19.83	20.26	20.56	13.90	23.30	22.34	22.40	22.00
Na ₂ O	4.23	2.65	2.11	4.19	2.71	2.12	2.42	2.09	2.22	1.86	5.28	0.90	1.29	1.14	1.33
K ₂ O		0.07							0.04		0.04				
Сумма	98.88	99.13	99.47	99.16	99.35	99.50	99.25	99.64	99.42	99.52	98.97	99.76	99.50	99.70	99.82
Fe ₂ O ₃	9.79	6.99	5.12	9.26	5.41	5.74	6.89	5.12	6.11	4.97	11.28	3.44	5.68	3.17	2.34
FeO	14.30	14.86	13.30	13.44	10.02	13.66	12.47	13.98	11.66	14.66	11.90	6.04	6.36	9.57	12.05
Сумма*	99.86	99.83	99.98	100.09	99.89	100.07	99.94	100.15	100.03	100.02	100.10	100.10	100.07	100.02	100.05
Si	2.00	1.95	1.95	2.00	1.96	1.97	1.95	1.98	1.98	1.97	2.01	1.90	1.77	1.93	2.00
Al		0.05	0.05		0.04	0.03	0.05	0.02	0.02	0.03		0.10	0.23	0.07	
Сумма	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.01	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	0.01	0.03	0.03	0.02	0.04	0.01		0.01			0.04	0.01	0.01	0.02	0.01
Fe ³⁺	0.29	0.21	0.15	0.27	0.16	0.17	0.20	0.15	0.18	0.15	0.33	0.10	0.16	0.09	0.07
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.07	0.02	0.01
Mg	0.20	0.26	0.37	0.25	0.44	0.36	0.35	0.37	0.41	0.34	0.23	0.67	0.55	0.56	0.51
Fe ²⁺	0.45	0.47	0.42	0.41	0.32	0.41	0.40	0.44	0.38	0.48	0.36	0.19	0.13	0.30	0.38
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01		0.01	0.02
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Fe ²⁺	0.02	0.02	0.01	0.02				0.02			0.02		0.07	0.01	
Ca	0.66	0.78	0.83	0.66	0.80	0.84	0.82	0.82	0.84	0.86	0.58	0.94	0.91	0.91	0.90
Na	0.32	0.20	0.16	0.32	0.20	0.16	0.18	0.16	0.17	0.14	0.40	0.07	0.09	0.08	0.10
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.07	1.00	1.00

*Fe₂O₃ и FeO рассчитаны из баланса зарядов (4 катиона и 6 кислорода).

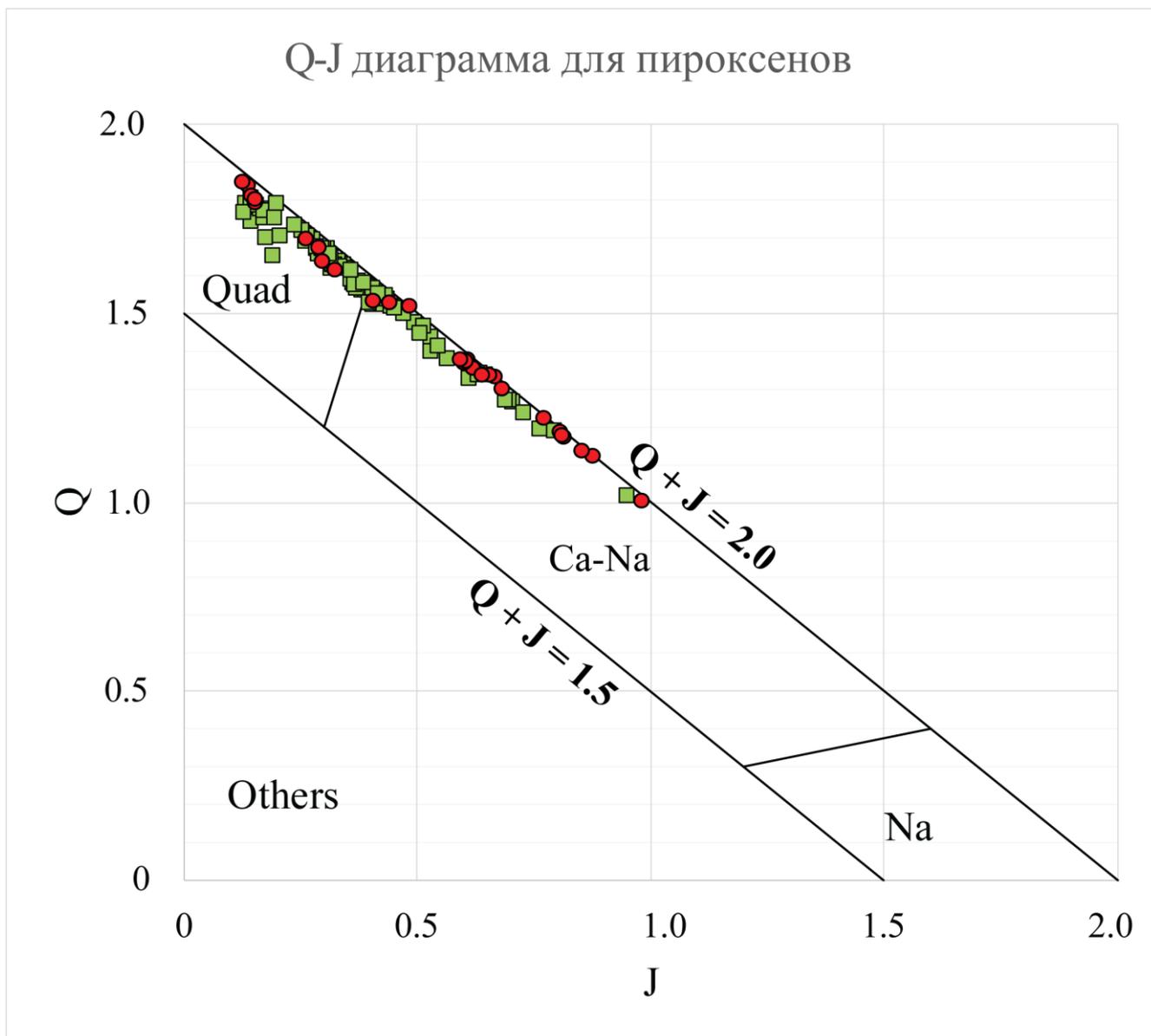


Рисунок 29. Q-J диаграмма для пироксенов согласно (Morimoto, 1988). Q = сумма катионов Ca + Mg + Fe²⁺, J = удвоенное произведение Na. Сумма Q+J позволяет выделить несколько разновидностей: Quad – Ca-Mg-Fe пироксены, а также Ca-Na и Na. Others – другие пироксены, которые не входят в Q-J поля. Образец L3 – красные кружки, L6 – зелёные квадраты.

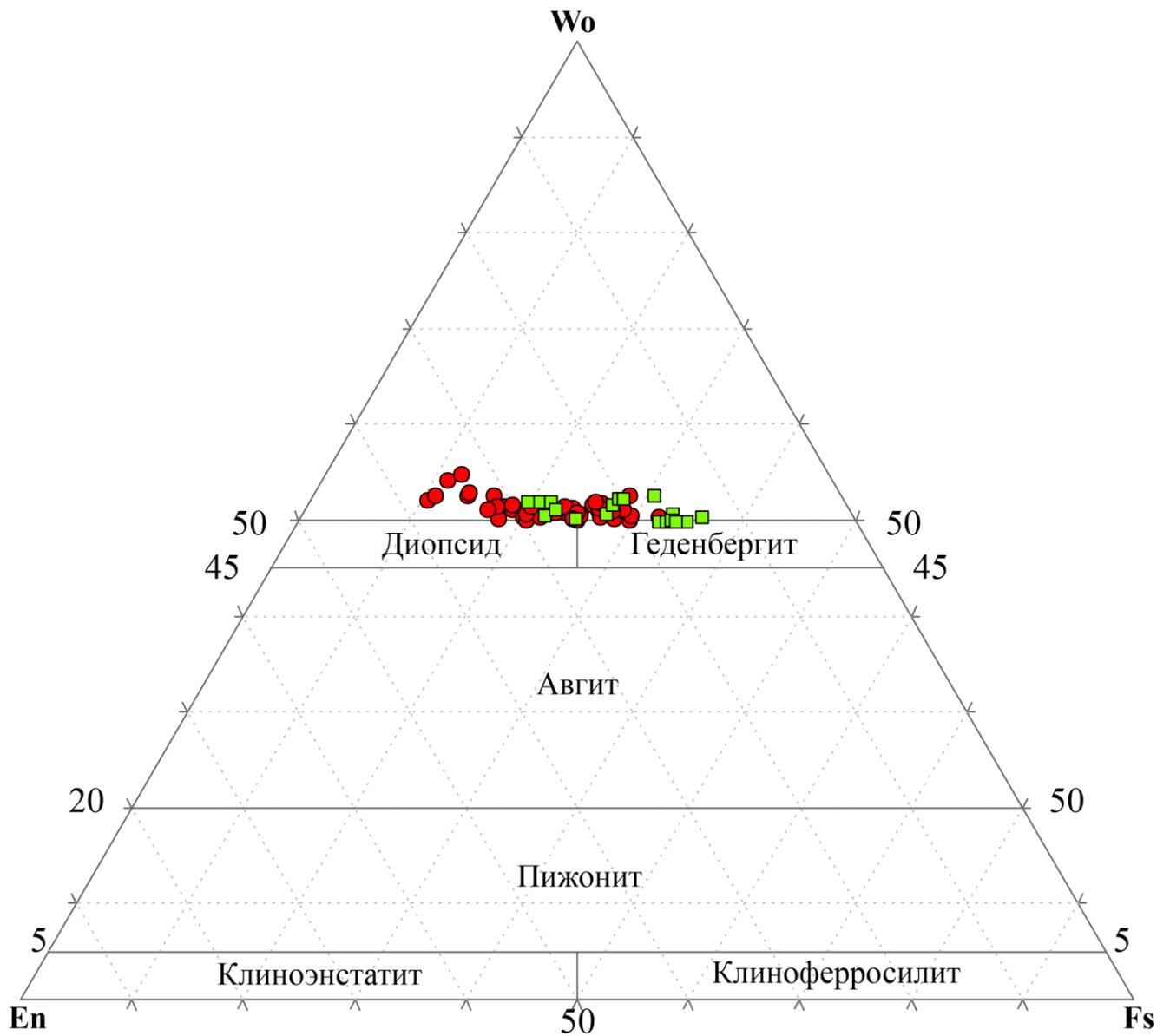


Рисунок 30. Вариационная диаграмма составов Ca-Mg-Fe пироксенов (Quad) согласно (Morimoto, 1988). En – энстатитовый ряд. Fs – клиноферросиллитовый ряд. Wo – волластонитовый ряд. Образец L3 – красные кружки, L6 – зелёные квадраты.

4.3. Гранат

Как и пироксен, гранат является характерным минералом вулканических отложений в области Лаетоли (McHenry, 2011; Zaitsev et al., 2019). Он встречается как в первичных туфах (маркирующих горизонтах), так и эоловых туфах. По своему составу гранат варьирует от андрадита с малым содержанием титана 7.00 мас.% TiO_2 до шорломита с содержанием 16.84 масс.%.

В отложениях Ндоланья, гранат, как правило, представлен относительно маленькими идиоморфными до ксеноморфными зёрнами, с диаметром до 350 микрон. Во фракции после отмучивания и растворения в соляной кислоте наблюдаются черные, хорошо образованные ромбододекаэдрические кристаллы. В основном, гранат представлен отдельными зёрнами, но, также встречается и в виде включений в пироксене (рис. 27 и 28). Характерным для граната в отложениях Ндоланья является присутствие включений неправильной (каймы) формы, которые интерпретируются нами как расплавные силикатные включения (рис. 31).

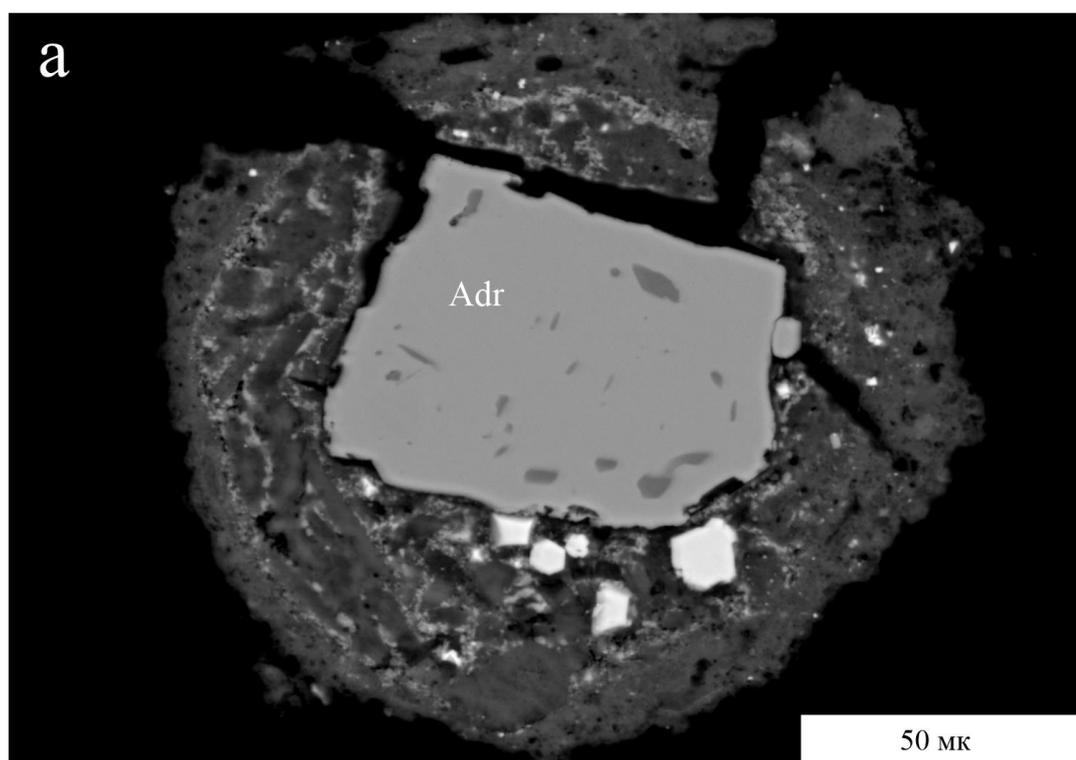


Рисунок 31. Выделение гранат (андрадита) с расплавными силикатными включениями в обратно-рассеянных электронах (образец L6).

4.4. Титанит

Титанит является характерным включением в минералах области Лаэтоли (McHenry, 2011; Zaitsev и др., 2012; Zaitsev и др., 2019). Он встречается повсеместно во всех туфах в виде включений в санидине, пироксене. Титанит отличается неоднородностью состава. В нём могут присутствовать: цирконий (0.50 масс. % ZrO_2 у некоторых зёрен), ниобий (от 0.51 до 1.89 мас.% Nb_2O_3) ванадий (до 0.47 мас.% V_2O_3), а также натрий (от 0.09 мас.% Na_2O до 0.34).

В отложениях Ндоланья титанит всегда представлен маленькими ксеноморфными зёрнами, иногда обломками кристаллов в других минералах в виде включений, как правило, в пироксене и гранате с диаметром до 60 микрон. (рис. 27, 32).

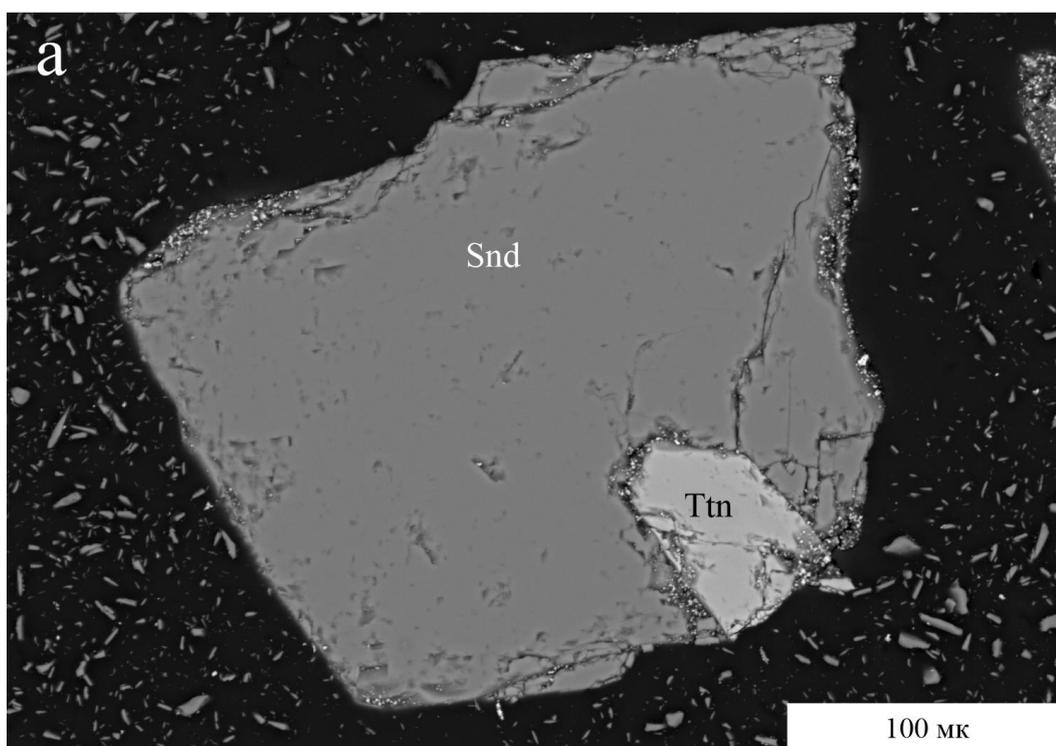


Рисунок 32. BSE-изображение титанита в санидине (шайба L6).

4.5. Магнетит

Магнетит является распространённым минералом во всех туфах, включая толщи Ндоланья. Морфологически изменяется от ксеноморфного до идиоморфного, без каких-либо признаков изменения. Состав магнетита хорошо изучен и может использоваться для расчленения отдельных маркерных туфов (McHenry, 2011) и для сравнения с различными вулканическими и плутоническими породами вулкана Садиман (Zaitsev и др., 2012).

Магнетит – это богатая титаном разновидность с содержанием TiO_2 от 4.87 до 14.15 мас.%, минерал также содержит магний ($MgO = 0.14-2.78$ мас.%), алюминий ($Al_2O_3 = 0.25-2.27$ мас.%) и марганец ($MnO = 0.58-1.17$ мас.%). Микроэлементы представлены ванадием (до 0.50 мас.% V_2O_5), хромом (до 0.14 мас. % Cr_2O_3) и даже цинком (до 0.32 мас. % ZnO).

Большая часть магнетита из туфов Ндоланья представляет собой разновидности с высоким содержанием Mg и Al и формулами:

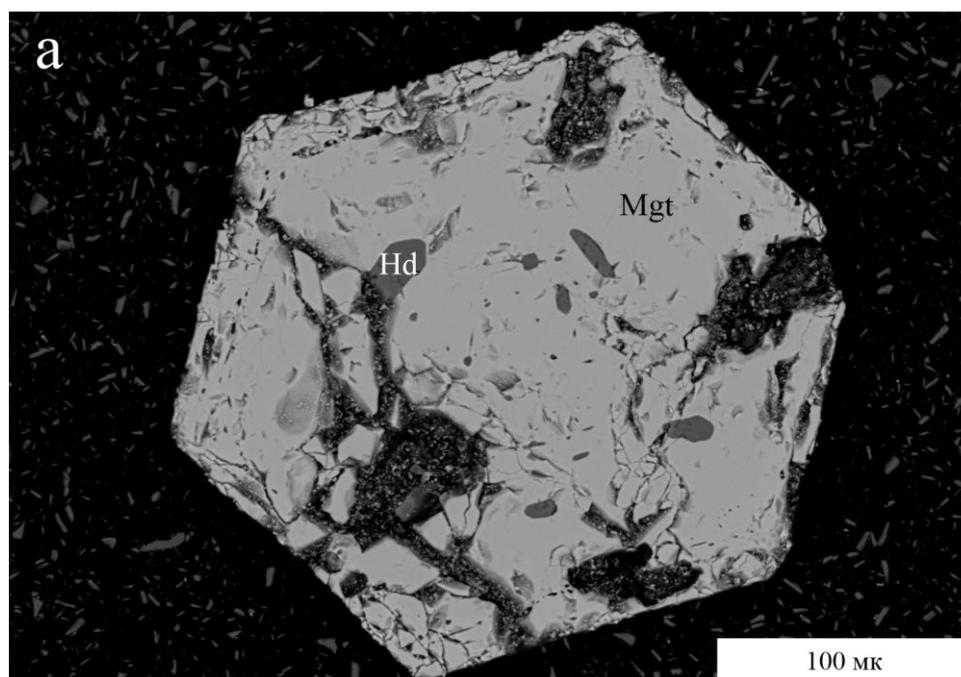
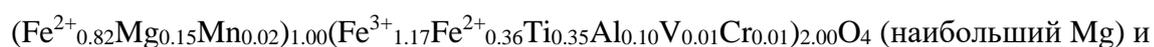
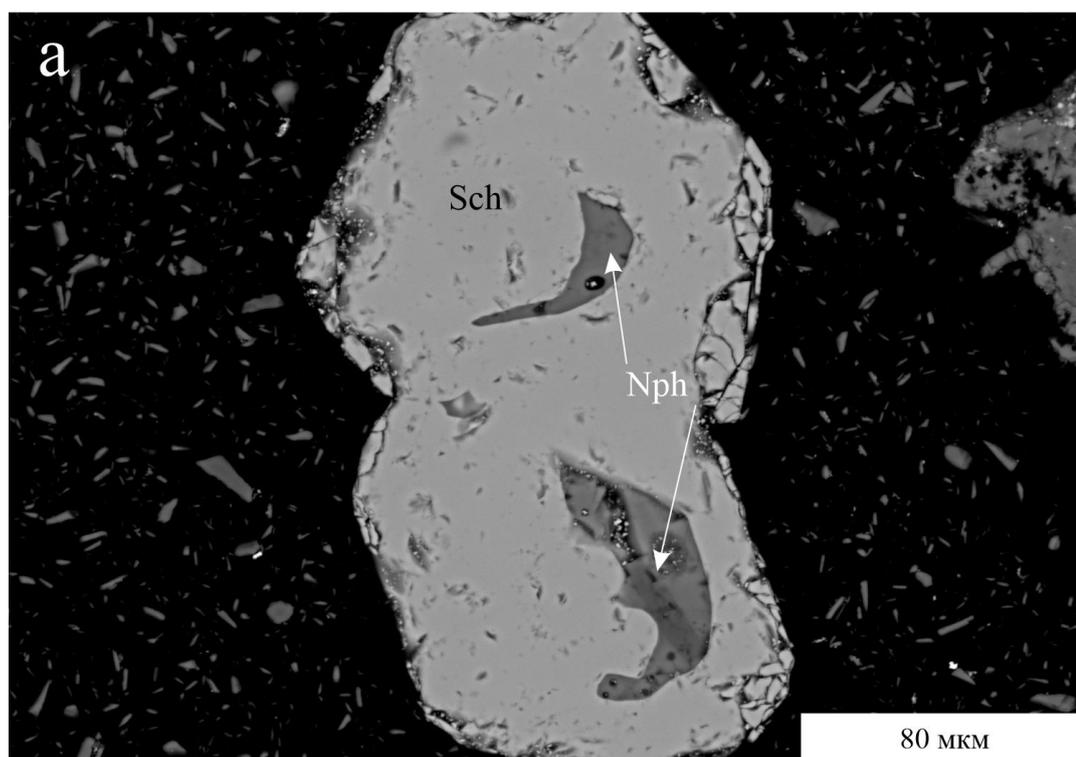


Рисунок 33. BSE-изображение магнетита с включениями клинопироксена (геденбергита).

4.6. Нефелин

Этот минерал также обнаружен в толщах Ндоланья в виде мелких включений (до 25×30 мкм) в кристалле граната, санидина. В целом, химический состав различных зёрен минерала подобен друг другу с некоторыми вариациями для Na_2O (14.44-15.73 мас.%) и K_2O (5.88-7.28 мас.%) (табл. 8). Второстепенными элементами являются железо (1.75-4.11 мас. % Fe_2O_3) и кальций (0.10-2.06 мас. % CaO). Включение нефелина в кристалле андрадита (рис. 34с) имеет отчётливый состав с низким содержанием K_2O (5.88 мас.%) и Fe_2O_3 (2,14 мас.%), но высоким Na_2O (15.64 мас.%). Также есть расплавные бесформенные включения (по составу близкие к нефелину, рис. 34а), ситуация наоборот – высоки содержания K_2O (6.11 мас.%) и Fe_2O_3 (4.11 мас.%), но низки Na_2O (15.15 мас.%).



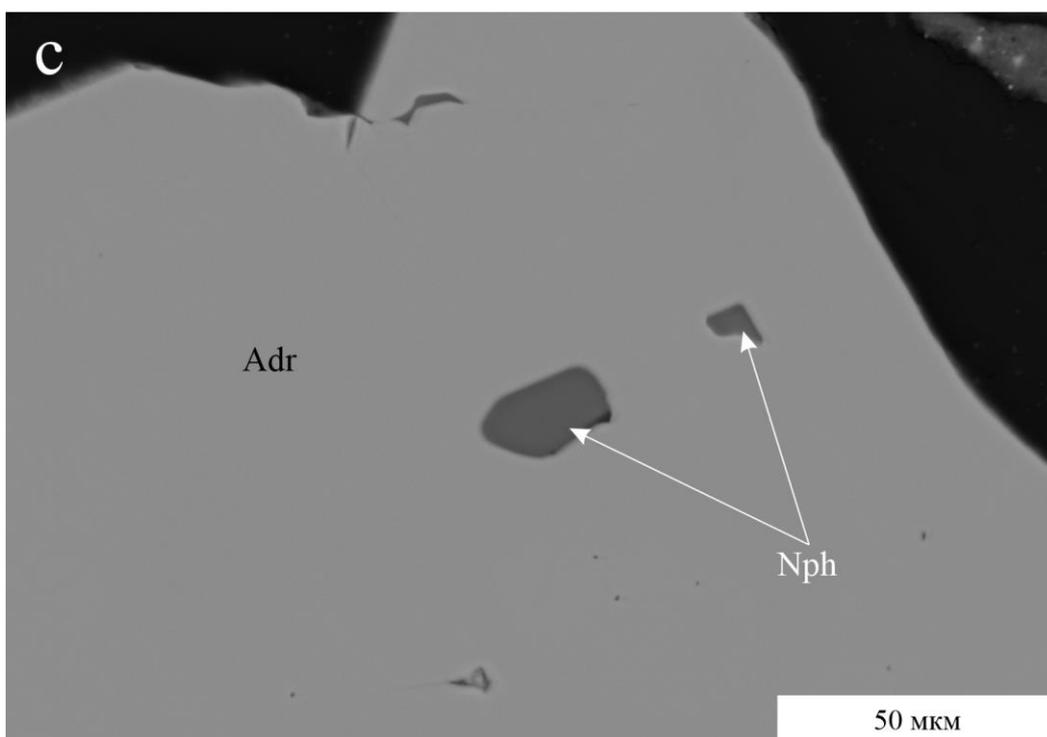
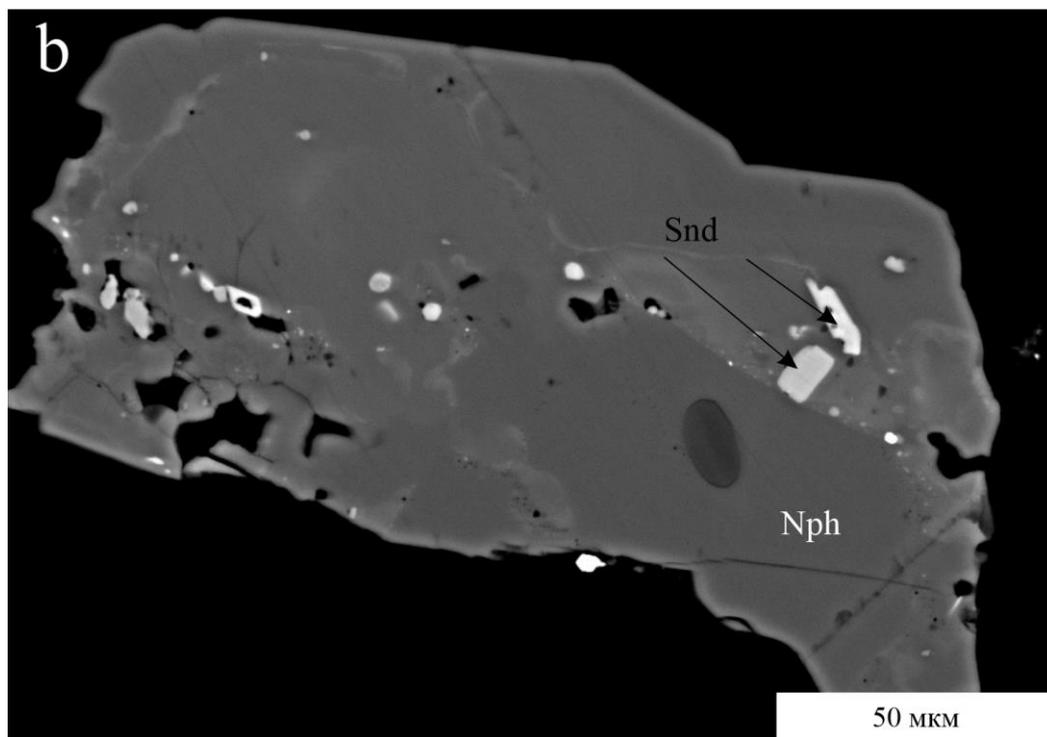


Рисунок 34. BSE-изображения нефелина в различных минералах в виде включений.

Таблица 8. Представительные анализы нефелина

Образец Анализ	L3 299	L3 300	L3 301	L3 302	L3 303	L3 317	L3 318	L6 588	L6 595	L6 596	L6 597	L6 606	L6 607
SiO ₂	42.05	43.14	43.20	41.98	44.86	43.83	43.25	42.68	42.37	42.84	42.73	44.08	43.36
TiO ₂						0.10	0.74						
Al ₂ O ₃	29.55	31.17	32.66	31.88	31.93	31.18	29.80	31.98	32.67	32.68	32.62	31.64	31.92
FeO	3.01	2.55	1.96	3.03	3.10	2.54	3.70	1.77	1.80	1.68	1.93	1.58	1.65
MgO			0.09		0.10							0.08	
CaO	0.50	0.25	0.18	0.29	0.33	0.47	2.06	0.18	0.17	0.10	0.21		
Na ₂ O	14.44	15.10	14.86	14.85	15.73	15.15	15.64	14.56	14.87	14.68	14.81	14.68	14.95
K ₂ O	6.10	6.15	6.40	6.71	6.10	6.11	5.94	6.95	7.28	7.18	7.16	6.71	6.69
Сумма	95.65	98.36	99.35	98.74	102.15	99.38	101.13	98.12	99.16	99.30	99.46	98.77	98.57
Fe ₂ O ₃ *	3.34	2.83	2.18	3.37	3.44	2.82	4.11	1.97	2.00	1.87	2.14	1.76	1.83
Сумма*	95.98	98.64	99.57	99.08	102.49	99.66	101.54	98.32	99.36	99.49	99.67	98.95	98.75
Si	4.35	4.33	4.29	4.20	4.34	4.36	4.24	4.29	4.21	4.26	4.24	4.41	4.33
Al	3.60	3.68	3.82	3.76	3.64	3.65	3.44	3.79	3.82	3.83	3.81	3.73	3.76
Fe ³⁺	0.29	0.24	0.18	0.28	0.28	0.23	0.34	0.17	0.17	0.16	0.18	0.15	0.15
Сумма	3.89	3.92	4.00	4.04	3.92	3.89	3.78	3.96	3.99	3.98	3.99	3.88	3.91
Na	2.90	2.94	2.86	2.88	2.95	2.92	2.97	2.84	2.86	2.83	2.85	2.85	2.90
K	0.81	0.79	0.81	0.86	0.75	0.78	0.74	0.89	0.92	0.91	0.91	0.86	0.85
Ca	0.06	0.03	0.02	0.03	0.03	0.05	0.22	0.02	0.02	0.01	0.02		
Mg												0.01	
Сумма	3.76	3.75	3.69	3.77	3.73	3.75	3.93	3.75	3.80	3.75	3.77	3.71	3.75

4.7. Калиевый полевой шпат

Калиевый полевой шпат – относительно редкий минерал в туфах в области Лаэтоли. Минерал встречается в виде кристаллов размером до 300 мкм, иногда наблюдается в сростках с клинопироксеном (рис. 28). По составу (табл. 9) минерал представлен низконатриевой разновидностью (0.93-4.22 мас.% Na₂O) в толще Ндоланья. Все анализы показывают присутствие бария от 0.15 до 2.11 мас.% BaO со средним значением 0.50 мас.%. В некоторых зёрнах присутствует стронций со средним содержанием SrO 0.40 мас.%. Полевой шпат с низким содержанием альбитового минала известен также из одной разновидности садиманских нефелинитов (Ab = 11.7-15.5 мол.%), но в целом санидин из Садимана более богат Na (Ab = 13.4-42.6 мол.) по сравнению с минералом из Лаэтоли (Ab = 4.7-14.7 мол.%) (Zaitsev и др., 2011). Исследования с использованием Рамановской спектроскопии показали, что из 7 исследуемых зёрен полевых шпатов два оказались микроклин\ортоклазом, а остальные 5 – санидином. Так для санидина характерен только один пик в области 473 см⁻¹, в то время как для микроклина и ортоклаза характерно наличие двух пиков с Рамановскими числами 456 и 475 см⁻¹ (Freeman и др., 2008).

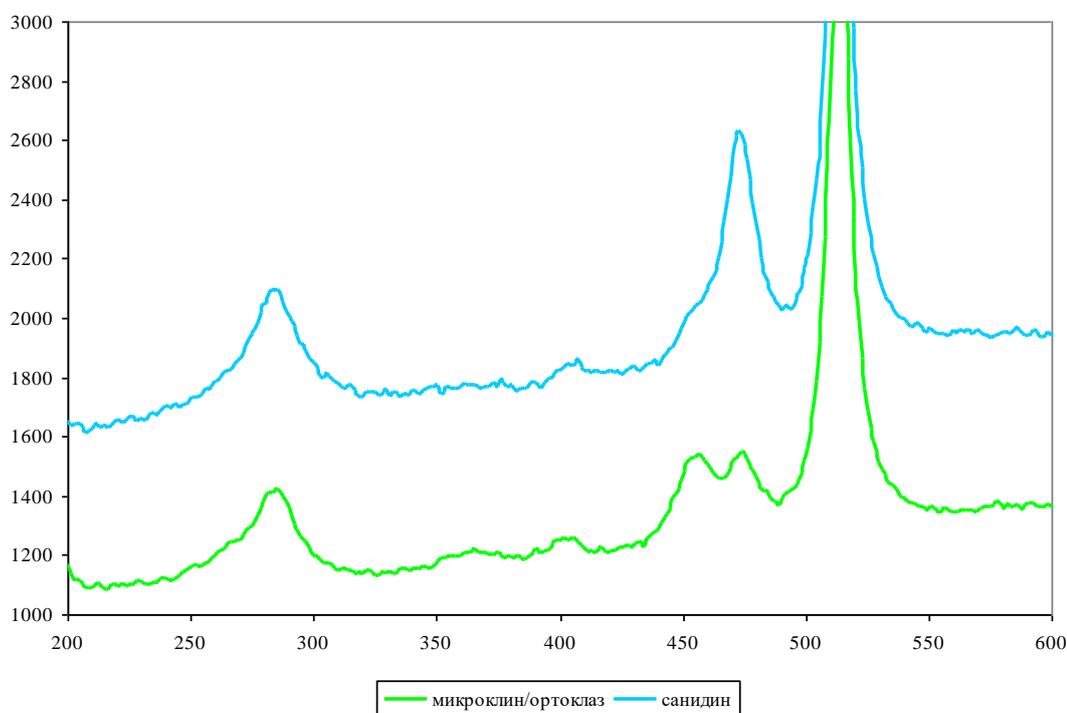


Рисунок 35. Рамановский спектр микроклин\ортоклаза и санидина.

Таблица 9. Представительные образцы калиевого полевого шпата

Образец	L3	L3	L3	L6	L6	L6	L6	L6	L6	L6	L6
Включен ия											
Анализ	355	356	357	582	612	616	623	626	628	629	633
SiO ₂	65.12	65.27	65.58	65.52	64.93	64.09	65.70	66.40	66.55	65.96	66.14
TiO ₂											
Al ₂ O ₃	18.31	18.03	18.38	18.17	18.05	18.77	18.15	18.24	18.30	18.52	17.59
FeO	0.40	0.39	0.45	0.65	0.54	0.28	0.77	0.49	0.49	0.53	0.78
MnO								0.10			
MgO			0.07		0.13						0.15
CaO	0.11		0.10			0.13	0.07				0.42
Na ₂ O	1.49	1.56	1.42	1.35	0.98	0.93	3.48	4.16	4.12	4.22	3.73
K ₂ O	14.13	14.11	14.09	14.29	14.83	14.14	11.32	10.18	10.33	10.23	10.48
SrO	0.26		0.37				0.36	0.38	0.28		
BaO	0.50	0.40	0.64	0.40	0.32	2.11	0.20		0.23	0.27	0.15
Сумма	100.32	99.76	101.10	100.38	99.78	100.45	100.05	99.95	100.30	99.73	99.44
Fe ₂ O ₃ *	0.44	0.43	0.50	0.72	0.60	0.31	0.86	0.54	0.54	0.59	0.87
Сумма*	100.36	99.80	101.15	100.45	99.84	100.48	100.14	10	100.35	99.79	99.53
Si	3.00	3.02	3.01	3.02	3.01	2.99	3.00	3.03	3.03	3.01	3.04
Al	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99	1.03	0.98	0.98	0.98	1.00	0.95
K	0.83	0.83	0.82	0.84	0.88	0.84	0.66	0.59	0.60	0.60	0.61
Ca	0.01					0.01					0.02
Na	0.13	0.14	0.13	0.12	0.09	0.08	0.31	0.37	0.36	0.37	0.33
Sr	0.01		0.01				0.01	0.01	0.01		
Ba	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04					
Mn											
Fe ³⁺	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03
Сумма	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.98	1.02	0.99	0.99	1.00	1.00

4.8. Амфибол

Амфибол был обнаружен в виде одного единственного идиоморфного кристалла 150 на 350 мкм. Он не характерен для туфов толщи Ндоланья. Минералогический состав (табл. 10) относит его к высокотитанистому паргаситу согласно подсчётам через Excel-программу (Лосок, 2014).

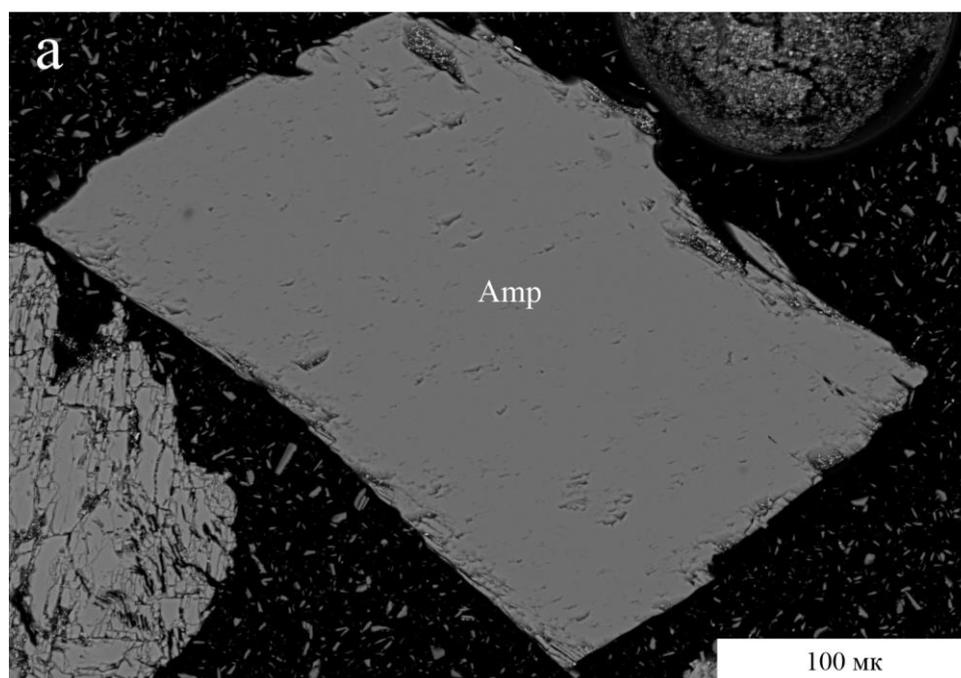


Рисунок 36. BSE-изображение амфибола.

Таблица 10. Представительные образцы амфиболов.

Образец Анализ	L3 378	L3 379	L3 380	L3 381	L3 382	L3 383	L3 384
SiO ₂	40.04	39.59	40.05	39.60	39.71	39.48	39.50
TiO ₂	3.08	3.34	3.22	3.21	3.21	3.17	3.05
Al ₂ O ₃	11.92	11.80	11.84	11.71	11.74	11.84	11.86
MnO	0.16	0.29	0.14	0.22	0.13	0.09	0.15
FeO	13.31	13.41	13.08	13.50	13.45	13.15	13.25
MgO	11.78	12.16	11.82	12.07	12.12	11.81	11.98
CaO	12.06	11.94	11.93	11.94	12.00	11.83	11.86
SrO	0.46			0.32			0.45
Na ₂ O	2.34	2.34	2.47	2.39	2.26	2.30	2.39
K ₂ O	1.72	1.68	1.76	1.69	1.67	1.69	1.70
F						0.58	0.31
Сумма*	96.87	96.55	96.31	96.83	96.29	95.70	96.37
FeO*	13.31	12.32	13.08	12.60	12.71	13.01	12.32
Fe ₂ O ₃ *	0.00	1.21	0.00	1.01	0.82	0.16	1.03
H ₂ O*	1.99	2.00	2.00	1.84	2.00	1.72	1.85
Сумма**	98.86	98.67	98.31	98.77	98.37	97.44	98.32
Si	6.092	6.021	6.106	6.034	6.054	6.079	6.041
Al	1.908	1.979	1.894	1.966	1.946	1.921	1.959
Сумма	8.000						
Ti	0.353	0.382	0.369	0.368	0.368	0.367	0.351
Al	0.229	0.136	0.234	0.136	0.164	0.227	0.179
Fe ³⁺		0.138		0.115	0.095	0.018	0.118
Mn ²⁺	0.021	0.020	0.018	0.028		0.002	0.019
Fe ²⁺	1.694	1.568	1.668	1.605	1.618	1.675	1.577
Mg	2.672	2.757	2.687	2.742	2.755	2.711	2.732
Сумма	4.969	5.001	4.976	4.994	5.000	5.000	4.976
Mn		0.017			0.017	0.010	
Ca	1.966	1.946	1.949	1.949	1.960	1.952	1.944
Sr	0.041			0.028			0.040
Na		0.037	0.051	0.023	0.021	0.038	0.017
Сумма	2.007	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.001
Na	0.690	0.653	0.679	0.684	0.647	0.648	0.692
K	0.334	0.326	0.342	0.328	0.325	0.332	0.332

Сумма	1.024	0.979	1.021	1.012	0.972	0.980	1.024
Сумма	22.000						
ОН	2.000	2.000	2.000	1.851	2.000	1.718	1.850
F				0.149		0.282	0.150
Сумма	2.000						

*подсчёты осуществлялись по (Лосок, 2014)

4.9. Другие минералы

В изученных породах также были установлены такие минералы, как кальцит, монтмориллонит, перовскит и одно зерно альмандина. Однако они не были детально изучены, их детальное исследования планируется в будущем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные минералогические исследования показывают, что толща туфовых отложений, где была обнаружена нижняя челюсть парантропа сложена, главным образом, монтмориллонитом и кальцитом. Как и говорилось ранее, данные минералы рассматриваются как вторичные, аутигенные, образованные при изменении и цементации вулканического пепла. Содержание первичных минералов, которые входили в состав осаждённого вулканического пепла, в изученной породе суммарно достигает 15 %, среди которых преобладают минералы из групп – пироксенов и гранатов. Пироксены представлены диопсидом, геденбергитом и эгирин-авгит, гранаты представлены андрадитом и шорломитом; другие минералы, которые присутствуют в туфе – нефелин, магнетит, титанит и перовскит; среди калиевых полевых шпатов выделяются санидин и микроклин/ортоклаз. Подобная ассоциация минералов указывает на источник, который по своему составу наиболее соответствует нефелиниту или, возможно, фонолиту. Минералы, указывающих на вклад базальтов при образовании туфов, например оливин, хромистый пироксен, не установлены. Присутствие микроклина/ортоклаза и альмандина указывает на возможный вклад минералов из пород фундамента (гранито-гнейсов), которые обнажаются в северной части области Лаетоли. Полученные данные позволяют с уверенностью отнести изученную толщу отложений к верхней части туфов Ндоланья. Возраст этой толщи составляет 2.6 миллионов лет, соответственно возраст парантропа также можно оценить в 2.6 миллионов лет.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Dawson J. B. The Gregory Rift Valley and Neogene-recent Volcanoes of Northern Tanzania. : Geological Society, 2008.
2. Evans A. L., Fairhead J. D., Mitchell J. G. Potassium—Argon Ages from the Volcanic Province of Northern Tanzania // *Nat. Phys. Sci.* 1971. Т. 229. № 1. С. 19–20.
3. Farr T. G. и др. The Shuttle Radar Topography Mission // *Rev. Geophys.* 2007. Т. 45. № 2. С. RG2004.
4. Freeman J. J. и др. Characterization of natural feldspars by raman spectroscopy for future planetary exploration // *Can. Mineral.* 2008. Т. 46. № 6. С. 1477–1500.
5. Gabel C., Hay R. L. The Geology of Olduvai Gorge: A Study of Sedimentation in a Semiarid Basin. : University of California Press, 1977. 124 с.
6. Gregory J. W. The great rift valley / под ред. J. Murray. London: Routledge, 1896. 1–422 с.
7. Harrison T. Paleontology and Geology of Laetoli: Human Evolution in Context / под ред. Т. Harrison. Dordrecht: Springer Netherlands, 2011. 401 с.
8. Harrison T. The paleoecology of the Upper Ndolanya Beds, Laetoli, Tanzania, and its implications for hominin evolution // *Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology.* , 2017. С. 31–44.
9. Hay R. L. Geology of the Laetoli area // *Laetoli a Pliocene site North. Tanzania.* 1987. С. 23–47.
10. Hay R. L., O’Neil J. R. Carbonatite tuffs in the Laetolil Beds of Tanzania and the Kaiserstuhl in Germany // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1983. Т. 82. № 4. С. 403–406.
11. Isaacs G. L., Curtis G. H. Age of early Acheulian industries from the Peninj Group, Tanzania // *Nature.* 1974. Т. 249. № 5458. С. 624–627.
12. Kent P. E. The Recent History and Pleistocene Deposits of the Plateau North of Lake Eyasi, Tanganyika // *Geol. Mag.* 1941. Т. 78. № 3. С. 173–184.
13. Korobeynikov A. N., Laaioki K. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif //

Geochemistry Int. 1994. T. 31. № 3. С. 69–76.

14. Leakey M. D., Harris J. M. Laetoli, a Pliocene site in northern Tanzania. , 1987.

15. Locock A. J. An Excel spreadsheet to classify chemical analyses of amphiboles following the IMA 2012 recommendations // Comput. Geosci. 2014. T. 62. С. 1–11.

16. Mana S. и др. Geochronology and geochemistry of the Essimingor volcano: Melting of metasomatized lithospheric mantle beneath the North Tanzanian Divergence zone (East African Rift) // Lithos. 2012. T. 155. С. 310–325.

17. Manega P. C. Geochronology, geochemistry and isotopic study of the Plio-Pleistocene hominid sites and the Ngorongoro Volcanic Highland in northern Tanzania // 1993.

18. McHenry L. J. Geochemistry and mineralogy of laetoli area tuffs: Lower laetoli through naibadad beds // Vertebr. Paleobiol. Paleoanthropology. 2011. № 9789048199556. С. 121–141.

19. Mollel G. F. The Ngorongoro Volcanic Highland and its relationships to volcanic deposits at Olduvai Gorge and East African Rift volcanism // J. Hum. Evol. 2012. T. 63. № 2. С. 274–283.

20. Morimoto N. и др. Nomenclature of pyroxenes Subcommittee on Pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names International Mineralogical Association // Am. Mineral. 1988. T. 73. С. 1123–1133.

21. Morimoto N. Nomenclature of Pyroxenes // Mineral. Petrol. 1988. T. 39. № 1. С. 55–76.

22. Muirhead J. D. и др. Evolution of upper crustal faulting assisted by magmatic volatile release during early-stage continental rift development in the East African Rift // Geosphere. 2016. T. 12. № 6. С. 1670–1700.

23. Ndessokia P. N. S. The mammalian fauna and archaeology of the Ndolanya and Olpiro Beds, Laetoli, Tanzania // 1990.

24. Schlüter T. Geological Atlas of Africa. Berlin/Heidelberg: Springer-Verlag, 2006.

25. Schmid T., Dariz P. Raman microspectroscopic imaging of binder remnants in historical mortars reveals processing conditions // *Heritage*. 2019. Т. 2. № 2. С. 1662–1683.
26. Suess E. Die Bruche des ostlichen Afrika // *Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften zu Wien (Mathematik--Naturwissenschaften)*. , 1891. С. 555-584.
27. Zaitsev A. N. и др. Was Sadiman volcano a source for the Laetoli Footprint Tuff? // *J. Hum. Evol.* 2011. Т. 61. № 1. С. 121–124.
28. Zaitsev A. N. и др. Mineralogy, geochemistry and petrology of the phonolitic to nephelinitic Sadiman volcano, Crater Highlands, Tanzania // *Lithos*. 2012. Т. 152. С. 66–83.
29. Zaitsev A. N. и др. Stratigraphy, mineralogy and geochemistry of the Upper Laetoli tuffs including a new tuff 7 site with footprints of *Australopithecus afarensis*, Laetoli, Tanzania // *J. African Earth Sci.* 2019. Т. 158. С. 103561.
30. Апродов В. А. Вулканы / под ред. В. Е. Хаин, Е. К. Мархинин, А. Е. Святловский. Москва: Мысль, 1982. 371 с.
31. Бёккер Ю. Спектроскопия: монография. , 2009.
32. Белоусов В. В. и др. Восточно-Африканская рифтовая система // *Результаты исследования по международным геофизическим проектам / под ред. В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский, Н. А. Логачёв. Москва: Наука, 1974. С. 264.*
33. Зайцев А. Н. Минералогия, геохимия и посткристаллизационные преобразования вулканических карбонатитов рифта Грегори (Восточная Африка) // 2011.
34. Логачев Н. А. Вулканогенные и осадочные формации рифтовых зон восточной Африки / под ред. Н. А. Флоренсов. Москва: Наука, 1977. 184 с.
35. Рид С. Д. Б. Электронно-зондовый микроанализ и растовая Электронная микроскопия в геологии. , 2008. 232 с.
36. Савченко А. И., Зайцев А. Н. Как сохранить вулканический туф с отпечатками *Australopithecus afarensis* (Лаэтоли, Танзания)? // *Nature*. 2019. Т. 362. № 6418. С. 280.

37. Шмидт В. Оптическая спектроскопия для химиков и биологов // М. Техносфера. 2007. Т. 368. С. 1.

38. Practical Raman Spectroscopy / под ред. D. J. Gardiner, P. R. Graves. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 1989.