

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Дальневосточный геологический институт

В.К. Попов, А.А. Чашин

**КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН
ЮГО-ЗАПАДНОГО
ПРИМОРЬЯ**



Владивосток - Дальнаука - 2016

**ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**
Дальневосточный геологический институт

В.К. Попов, А.А. Чащин

**КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ
РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН
ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ**

Владивосток
2016

УДК 551.24:552.11:552.14:552.16:553

В.К. Попов, А.А. Чащин. Кайнозойский вулканизм рифтогенных впадин юго-западного Приморья / Владивосток: Дальнаука, 2016. 64 с.
ISBN

В работе представлены сведения о характере проявления эоцен-олигоценового вулканизма в Пушкинской, Пойменской и Краскинской впадинах, о геологическом строении базальт-андезитовых и дацит-риолитовых палеовулканов, о различных фациальных типах изверженных пород, проявлениях перлитов, цеолититов и декоративных камней. Особое внимание уделено флюидизатам – интрузивным пирокластатам, туффизитам, эруптивным псевдоконгломератам и др., широко распространенным в Краскинской впадине и создавшим необычный вулканогенный куэстовый рельеф на п-ове Краббе. Даны описания разреза угленосных туфогенно-осадочных пород в береговых обрывах бухты Экспедиции и в окрестностях Краскинского бурогоугольного месторождения, а также представлены сведения о местонахождении широко известной краскинской флоры олигоценового возраста.

Предназначена для специалистов в области петрологии, вулканизма, метаморфизма, а также для участников Третьей Всероссийской конференции с международным участием «Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит» в качестве путеводителя геологической экскурсии, в ходе которой продемонстрированы геологические разрезы, отражающие особенности проявления кайнозойского вулканизма Хасано-Амурского ареала рифтогенных впадин.

Материалы могут быть использованы при дальнейшем изучении процессов окраинно-континентального рифтогенеза, при проведении геологических практик студентов, чтении специализированных курсов в вузах и в разработках основ научно-познавательного и экологического туризма на юге Приморья.

Ответственный редактор академик А.И. Ханчук

Рецензент д.г.-м.н. Ю.А. Мартынов

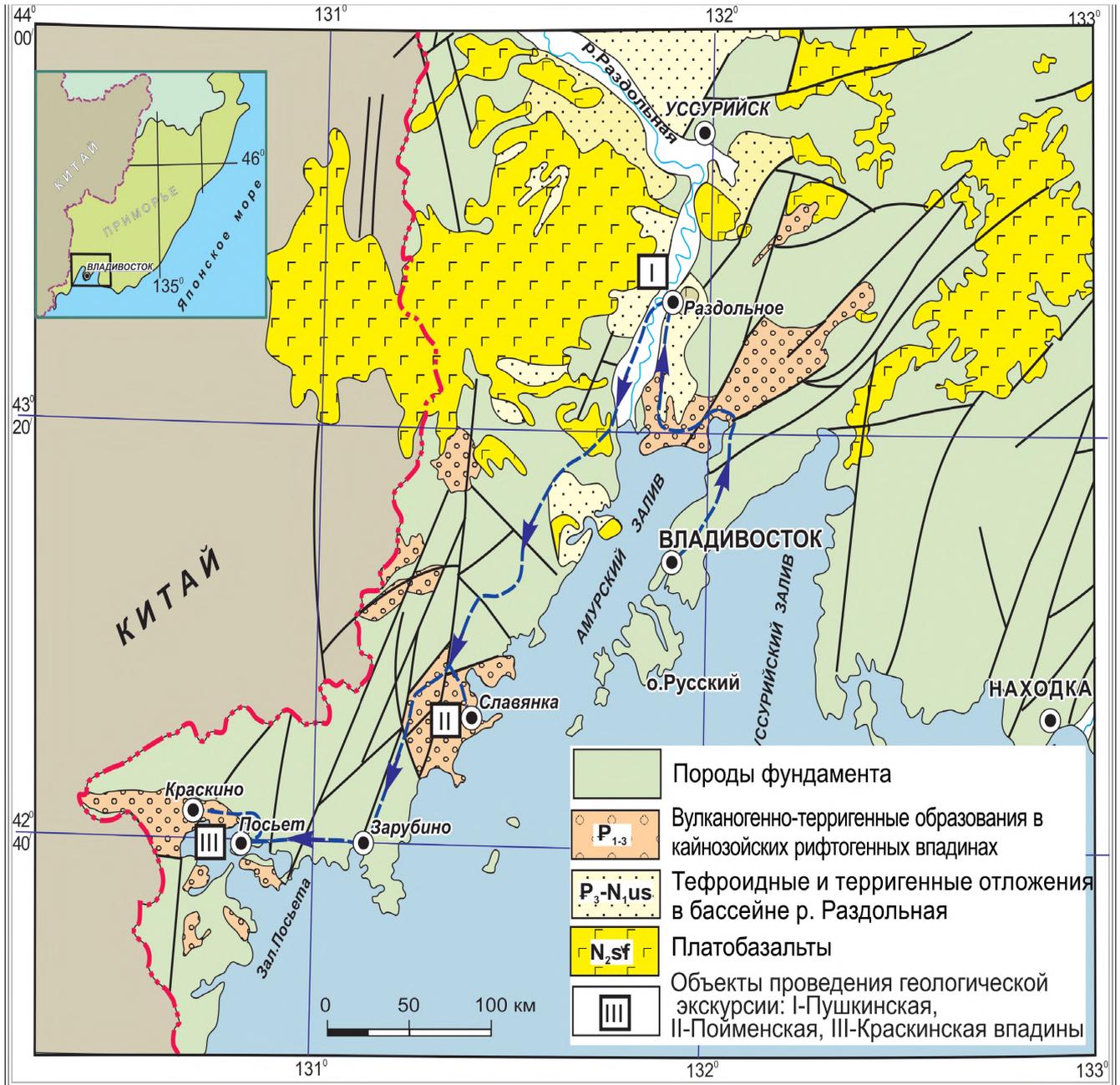
Работа опубликована при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-20649-г).

ISBN 978-5-8044-1612-7

© Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 2016

© Попов В.К., Чащин А.А., 2016

СХЕМА МАРШРУТА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭКСКУРСИИ



ПРЕДИСЛОВИЕ

Цель экскурсии – ознакомиться с геологическим строением и особенностями проявления вулканизма в кайнозойских рифтогенных впадинах юго-западного Приморья. Формирование таких структур на активной континентальной окраине Азии связано с геодинамической обстановкой скольжения Тихоокеанской и Евразийской литосферных плит [Ханчук и др., 2009; Ханчук, Мартынов, 2011]. Вулканизм в пределах структур растяжения характеризуется развитием однородных (базальтоидных), непрерывных (базальт-андезитовых, дацит-риолитовых) и (или) бимодальных (базальт-риолитовых) серий, обладающих специфическими петро- и геохимическими характеристиками, являющимися индикаторами такого геодинамического режима [Ханчук, Мартынов, 2011; Мартынов, Ханчук, 2013; Гребенников и др., 2013]. О проявлении вулканизма в обстановке растяжения свидетельствуют инициальные трещинные излияния базальтов в пределах впадин и структурно сопряженные с ними пояса базальтовых даек. Примером подобных структур являются субширотные Зеркальненская (Восточный Сихотэ-Алинь) и Краскинская (Юго-Западное Приморье) депрессии, где в эоцене (47-36 млн л.н.) происходили извержения базальтов. На восточных флангах этих впадин в береговых обрывах морской акватории вскрыты пояса базальтовых даек того же возраста, заполняющих трещины растяжения, ориентированные согласно простиранию впадин. Особенностью эоценового «грабенового» вулканизма является сопоставимость объемов и переслаивание в разрезах базальтов и риолитов. По химическому составу породы однородной и бимодальной серий относятся к известково-щелочному типу с нормальной и повышенной щелочностью.

В раннем-среднем эоцене на территории Приморья и Приамурья формирование рифтогенных впадин Хасано-Амурского ареала [Попов, Гребенников, 2006] сопровождалось накоплением осадочно-угленосных отложений и лаво-пирокластических образований. На юго-западе Приморья в первой половине эоцена (46-42 млн л.н.) вулканизм проявился локально (в пределах Амбинской и Поисковой впадин). Изверженные породы представлены туфами и экструзивными телами дацитового и риодацитового состава [Рассказов и др., 2004; Чашин и др., 2011]. В позднем эоцене – раннем олигоцене (38-32 млн л.н.) в Краскинской и Пойменной впадинах проявился бимодальный (базальт-риолитовый) вулканизм, оказавший значительное влияние на осадко- и угленакопление в этих структурах [Уткин, Седых, 1984]. На рубеже олигоцена и миоцена (24-22 млн л.н.) новая вспышка вулканической активности связана с извержением высокотитанистых базальтоидов в Амбинской впадине [Попов и др., 2007], а также калиевых базальтов, андезитов и риодацитов в Пойменной и Синеутесовской впадинах [Брандт и др., 2009]. В этот же период на территории юго-западного Приморья происходили мощные эксплозии флюидизированных кислых магм, которые привели к накоплению во впадинах колоссального количества пеплово-пемзового материала [Малеев, 1938, 1958; Карасев, 1963; Попов, 2009; Максимов, Сахно, 2011]. В миоцен-плиоценовое время (14-3 млн л.н.) на территории южного Приморья происходили извержения толеитовых и щелочных базальтов внутриплитного геохимического типа [Мартынов и др., 2002; Чашин и др., 2007; Максимов, Сахно, 2008 и др.].

В процессе экскурсии ее участники получают представление о характере проявления эоцен-олигоценного вулканизма в Пушкинской, Пойменной и Краскинской впадинах и ознакомятся с геологическим строением базальт-андезит-дацитовых и риолитовых палеовулканов, а также с различными фациальными типами изверженных пород, проявлениями перлитов, цеолититов и декоративных камней. Особое внимание будет уделено флюидизатам (интрузивным пирокластитам, туффизитам, эруптивным псевдоконгломератам и др.) – породам, выделенным в особый подтип магматических горных пород [Голубева, Махлаев, 1994; Махлаев, Голубева, 2001], широко распространенным в Краскинской впадине и создавшим необычный вулканогенный куэстовый рельеф на п-ове Краббе. В береговых обрывах бухты Экспедиции и в окрестностях Краскинского угольного месторождения экскурсанты ознакомятся с разрезом угленосных туфогенно-осадочных пород и посетят местонахождение широко известной краскинской флоры олигоценного возраста.

Глава I.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

1.1. Докайнозойский фундамент

Прибрежная территория Хасанского района на юго-западе Приморья, включая восточные отроги Черного хребта, сложена породами Лаоэлин-Гродековского и Вознесенского террейнов, представляющими собой фрагменты позднепалеозойской островной дуги и раннепалеозойской пассивной окраины в составе Ханкайского супертеррейна [Ханчук, 2000; Геодинамика..., 2006]. Геодинамическое развитие данной территории в палеозое и мезозое, тектонические деформации и кинематика разломов (включая кайнозойский период) детально рассмотрены в работе [Уткин и др., 2007].

Среди домезозойских образований выделяются: позднерифейские метаморфический (кубанский) и магматический (сусловский) комплексы, развитые в бассейнах рек Цукановки и Виноградной. Кубанский комплекс представлен амфиболитами и пироксен-амфиболовыми кристаллосланцами, гиперстен-биотит-плагиоклазовыми и кордиерит-силлиманитовыми кристаллосланцами эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма. Сусловский комплекс обнажается в виде тектонических блоков расслоенных ультрабазит-базитовых плутонов, сложенных перидотитами, кортландитами и габбро. Рифейские породы рассматриваются как тектонизированные и гранитизированные реликты Северо-Китайской платформы [Кутуб-Заде и др., 2000].

Палеозойский комплекс на юге Хасанского района представлен ниже-верхнепермскими морскими терригенными (решетниковская свита) и вулканогенно-карбонатно-терригенными (барабашская свита) отложениями, а также поздне триасовой континентальной вулканогенной тальминской толщей. Решетниковская свита сложена песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами. Эти образования распространены в истоках р. Тесной, в районе оз. Хасан, в междуречье Цукановки – Большой Барановки. Барабашская свита распространена крайне незначительно в районе мыса Мраморного, где представлена спилитизированными базальтами, алевролитами, песчаниками, мраморизованными известняками и кремнистыми туффитами.

В результате проведенного геологического картирования ГДП-200 [Кутуб-Заде и др., 2000] на юге Хасанского района был выделен новгородский метаморфический комплекс позднепермского возраста, представленный биотит-амфиболовыми и амфибол-хлорит-эпидотовыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми кристаллосланцами, линзами мраморов и мраморизованных известняков. Они возникли при региональном метаморфизме и динамометаморфизме пород решетниковской, барабашской свит, интрузивных образований сусловского, гамовского и метаморфитов кубанского комплексов. Формирование метаморфических пород отражает позднегерцинскую стадию орогенеза Цзилинь-Лаоелинской складчатой системы [Кутуб-Заде и др., 2000].

На севере Хасанского района в междуречье Нарвы, Барабашевки и Амбы распространены нижепермские вулканогенные породы казачкинской свиты, ниже-верхнепермские терригенные отложения решетниковской свиты, а также верхнепермские вулканиты владивостокской, барабашской свит и терригенные образования брусьевской толщи [Сясько и др., 2002].

Рифейские и палеозойские образования прорываются позднепермскими диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами гамовского комплекса, слагающими крупный Гамовский батолит площадью более 7000 км² и гранитами седанкинского комплекса.

Мезозойские образования на юге Хасанского района представлены поздне триасовыми вулканогенными (тальминская толща) и раннемеловыми апт-альбскими терригенными (гладкинская толща) породами. Породы тальминской толщи – лавы базальтов, андезитобазальтов

и андезитов, игнимбриты и туфы дацитов и риолитов. Они слагают Тальминскую вулканоструктуру и ЮВ окраину Тигровой вулканоструктуры, большая часть которой расположена за пределами России – в Китае. Гладкинская толща сложена конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами бурого угля, выходы которых приурочены к северному борту Краскинской впадины в приустьевой части р. Гладкой. На севере Хасанского района раннемеловые аптальбские терригенные породы липовецкой и галенковской свит и альб-сеноманские вулканогенно-терригенные образования романовской свиты развиты в бассейнах рек Амба и Барабашевка.

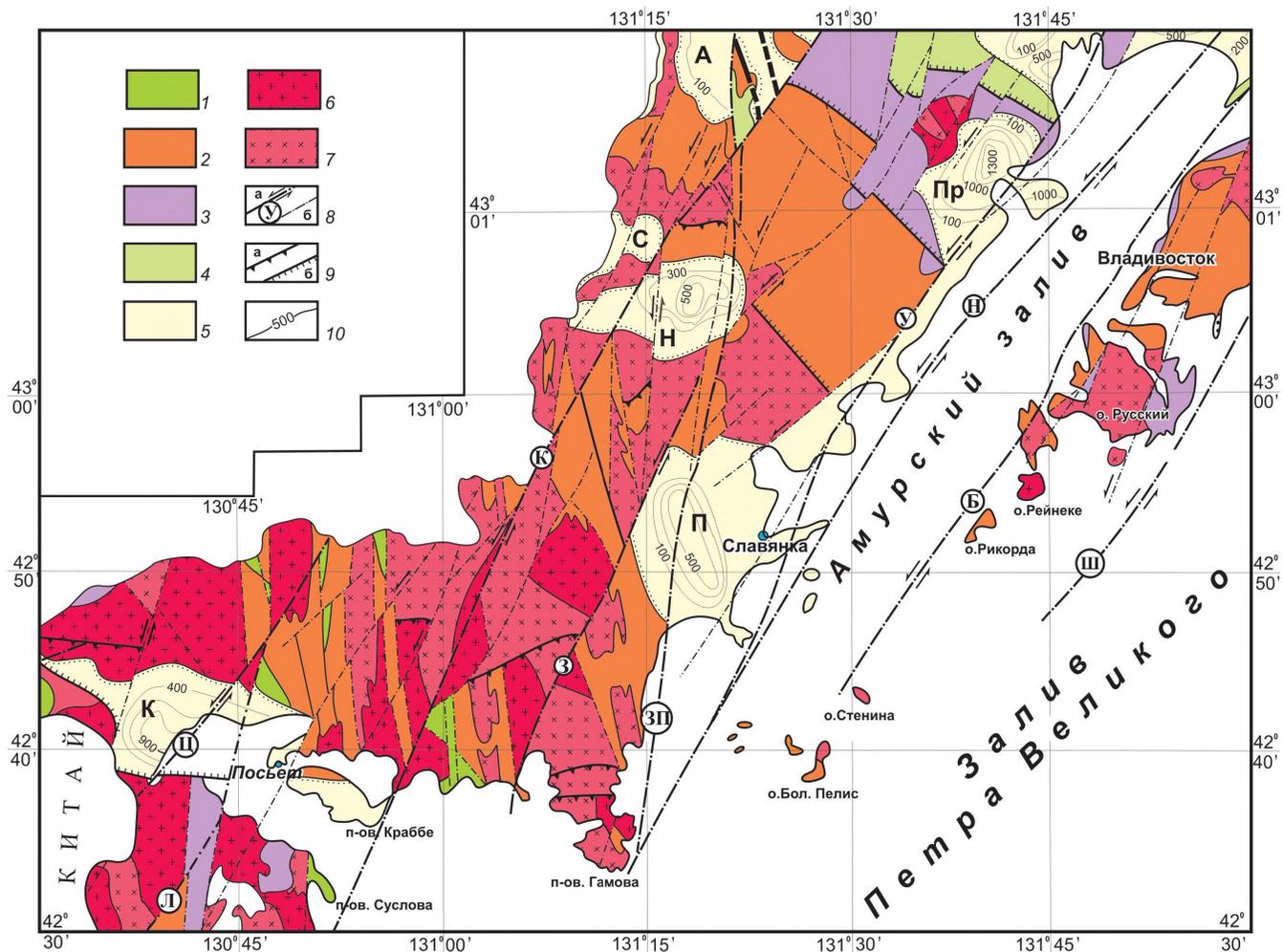
Интрузивные образования мезозойского возраста выделены в раннеюрский гвоздевский гранит-лейкогранитовый абиссальный комплекс и раннемеловой камышовый габбро-диоритовый гипабиссальный комплекс малых интрузий.

Граниты и лейкограниты гвоздевского комплекса слагают одноименный батолит, многочисленные выходы которого распространены на территории площадью около 4000 км². На рассматриваемой территории площадь выходов гранитоидов гамовского и гвоздевского комплексов значительно преобладает над вмещающими их породами; последние представляют тектонически раздробленные провесы кровли гигантских батолитов [Кутуб-Заде и др., 2000].

1.2. Геолого-структурная характеристика рифтогенных впадин юго-западного Приморья

Определяющим фактором геодинамических обстановок скольжения окраинно-континентального типа является сдвиговая тектоника и рифтогенная деструкция земной коры. Формирование сдвигов в режиме трансенсии (сдвиг с растяжением) сопровождается развитием зон растяжения – рифтогенных впадин типа пулл-апарт [Mann et al., 1982]. На восточной окраине Азии с подобными зонами растяжения, возникшими на рубеже мела – палеогена и продолжающимися развитие сегодня, связаны ареалы проявления кайнозойского вулканизма [Геодинамика..., 2006; Федоров, 2006; Уткин, 2013 и др.]. Кайнозойские депрессионные структуры, выполненные специфическими вулканогенными и осадочными комплексами, выделены в Притихоокеанскую рифтовую систему [Фремд, 1976], Восточно-Азиатский грабеновый [Варнавский, Малышев, 1986] или Западно-Тихоокеанский рифтовый [Милановский, Никишин, 1988] пояса. На территории Приморья и Приамурья депрессии выделены в Хасано-Амурский ареал рифтогенных впадин [Попов, Гребенников, 2006], позднее – в Амуро-Ханкайскую рифтогенную систему [Коковкин, 2009]. Они входят в структуру Северо-Восточно-Китайского блока грабенового пояса по [Варнавский, Малышев, 1986], или Восточно-Китайской рифтовой системы по [Хаин, 1979].

На юго-западе Приморья кайнозойские депрессии приурочены к зонам динамического влияния крупных разломов (сдвигов) [Уткин и др., 2003, 2007]. Пушкинская, Проваловская, Угловская и другие впадины выделяются авторами в единую Амурскую депрессионную зону, которая контролируется системой северо-восточных сдвигов – Уссурийским, Надеждинским, Береговым и другими (рис. 1). Сосдвиговое растяжение коры в Амурской зоне началось в палеогене и продолжалось до плиоцена. Максимальное растяжение коры произошло в пределах Проваловской депрессии, где мощность кайнозойских отложений достигает 1300 м [Сясько и др., 2002]. Амбинская, Синеутесовская, Нарвская и Пойменная впадины приурочены к Западно-Приморскому меридиональному разлому, по которому проводится граница между Лаоелин-Гродековским и Вознесенским террейнами [Геодинамика..., 2006]. Зона разлома шириной до 1 км представляет серию сближенных сместителей преимущественно сдвигового характера. Разлом рассекает Пойменскую и Нарвскую депрессии с левосторонним смещением до 1 км [Уткин и др., 2007]. Максимальные глубины депрессий этой зоны достигают 500 м [Сясько и др., 2002]. Краскинская впадина контролируется системой главных СВ сдвигов – Цукановского, Лебедино, Кубанского и др., которые ограничивают ее СЗ и ЮВ фланги, а также рассекают с незначительными



8

Рис. 1. Геолого-структурная карта юго-западного Приморья (Уткин и др., 2007 с упрощениями).

1 – позднерифеский (?) габбро-пироксенитовый комплекс; 2 – пермские вулканогенные, карбонатно-терригенные и терригенные образования; 3 – триасовые вулканогенные и угленосно-терригенные образования; 4 – раннемеловые угленосно-терригенные образования; 5 – вулканогенные и вулканогенно-терригенные кайнозойские образования, выполняющие впадины: Краскинскую (К), Пойменскую (П), Нарвскую (Н), Синеутесовскую (С), Амбинскую (А), Проваловскую (Пр), Пушкинскую (Р), Угловскую (У); 6-7 – позднепермский гранитоиды гвоздевского (6), гамовского (к западу от Западно-Приморского разлома) и седанкинского (7) комплексов; 8 – главные (а) и второстепенные (б) разломы (стрелки – мезозой-кайнозойское сдвигание): ЗП – Западно-Приморский, У – Уссурийский, К – Кубанский, З – Зарубинский, Н – Надеждинский, Б – Береговой, Ш – Шкотовский, Ц – Цукановский, Л – Лебединый; 9 – взбросо-надвижки (а) и сбросы (б); 10 – изогипсы (м) рельефа фундамента рифтогенных впадин.

смещениями до 100 – 500 м [Кутуб-Заде и др., 2000]. Типоморфной особенностью впадин является их морфологическое и структурное подобие. Они представляют собой изометричные (веретенообразные) или вытянутые в широтном направлении (ромбовидные) тектонические просадки фундамента. Тектонические борта впадин имеют сбросовый и сбросо-сдвиговый характер. Южные и юго-западные фланги Краскинской, Пойменской и частично Пушкинской впадин в миоценовый период в результате неотектонических движений были раздроблены и погружены под воды залива Петра Великого.

1.2.1. Вулканогенный рельеф в рифтогенных впадинах

В Пушкинской, Пойменской и Краскинской впадинах хорошо выражены денудационные вулканогенные формы рельефа, которые отражают морфологический тип вулканических построек. В Пушкинской впадине вулканогенные формы рельефа связаны с продуктами базальтовых извержений трещинного типа, которые слагают Шуфанское плато и отдельные столовые горы. В эрозионных бортах речных долин, прорезающих плато, встречаются вулканические жерловины. Для Пойменской впадины характерны отчетливо выраженные денудационные купольные формы рельефа, сложенные препарированными экструзивными телами андезитов и дацитов (фото 1).



Фото 1. Экструзивные купола андезитов и дацитов славянского комплекса в Пойменской впадине. На втором плане видна пирамидальная вершина экструзива г. Египетская (абс. отм. 217.4 м). Вид с юго-восточной вершины экструзива риодацитов (абс. отм. 255.5 м).

Береговые обрывы мыса Мальцева сложены лаво-пирокластическими породами, слагающими конус базальт-андезитового стратовулкана, а мыса Брюса – мощными горизонтально залегающими покровами дацитовых лав. За пределами Пойменской впадины андезиты и дациты славянского комплекса образуют протяженный экструзивно-дайкавый пояс субмеридионального

простирается, протягивающийся на расстояние более 20 км (до Нарвской и Синеутесовской впадин). В рельефе отчетливо выражены отпрепарированные останцы лавовых потоков, выходы экструзивных и дайковых тел базальтов и андезитобазальтов (г. Барс, г. Золотая Подкова и др.). Синеутесовская структура относится к впадинам обращенного типа. Плоская вершина г. Синий Утес (абс. отм. 842.4 м) образует изолированный останец базальтового покрова, вытянутый субмеридионально на 8 км при ширине до 2 км. На западе он отделен седловиной от граничащих с Китаем вершин (абс. отм. 924.0 и 926.9 м) останцового базальтового покрова (фото 2). Столовая гора Синего Утеса живописно возвышается над окружающими ее с юго-востока остроконечными вершинами, сложенными экструзивами славянского комплекса (г. Сопка Острая, г. Андрусовская Сопка), высота которых не превышает 350 м над уровнем моря.

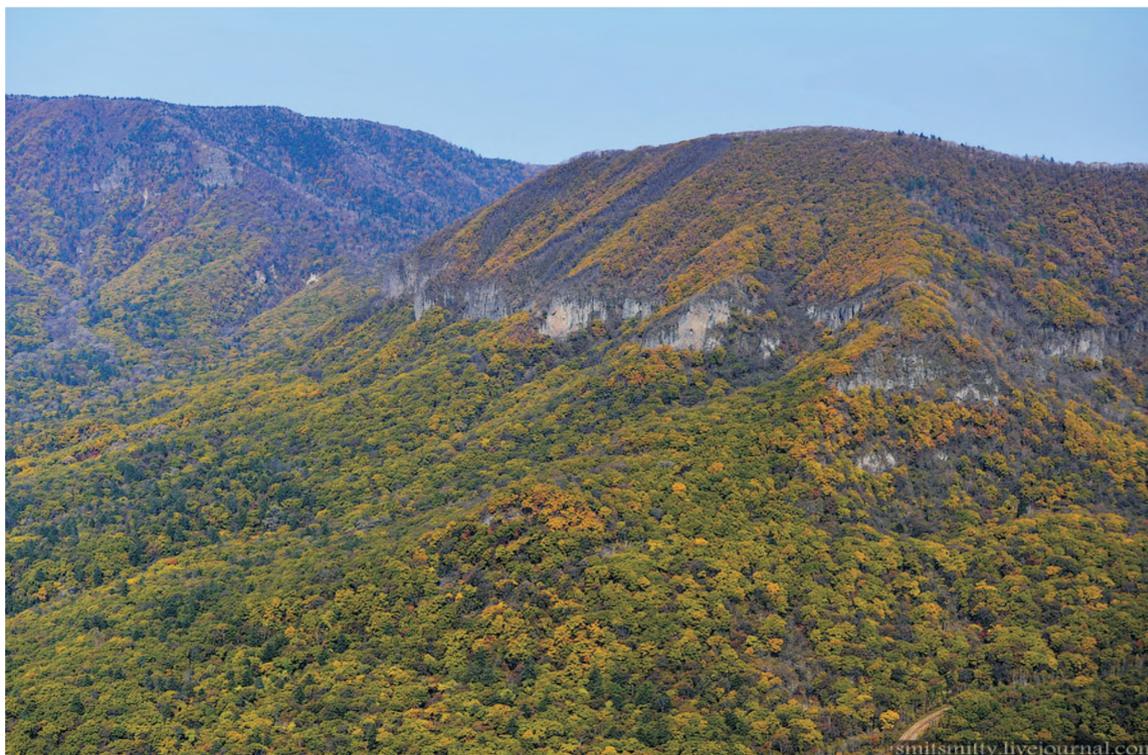


Фото 2. Столовая гора Синий Утес (абс. отм. 845.4 м) – типичный пример впадины обращенного типа. Базальтовый покров бронирует вулканогенно-осадочные образования синеутесовской свиты. На заднем плане (за седловиной) толща базальтов слагает приграничный с Китаем хребет с абс. отм. вершин 924.0 и 926.9 м.

Источник: <http://mtdata.ru/u19/photoA958/20918428137-0/original.jpg#200918418137>

В Краскинской впадине вулканогенные формы рельефа отчетливо проявлены на п-ове Краббе. Так, на водораздельном гребне полуострова выходы лавовых потоков андезитов и прорывающих их эксплозивных трещинных тел туффизитов на дневной поверхности сформировали особую форму рельефа – вулканогенные куэсты, создавшие своеобразный рельеф водораздельного хребта полуострова (фото 3). На перешейке прекрасно выражены денудационные купольные формы рельефа, сложенные препарированными экструзивными трещинными (высота 58.3 м.) и купольными (г. Дегера, высота 125.4 м) телами флюидальных риолитов (фото 4). В береговых обрывах хорошо выражено строение вулканических жерловин (фото 5), веерообразных экструзивных куполов андезитов (фото 6), риолитов и вулканических стекол, пирокластических отложений и трубообразных лавовых потоков андезитов (фото 7).



Фото 3. Куэстовый грядовый рельеф на п-ове Краббе сформирован чередованием устойчивых к выветриванию потоков андезитовых лав и прорывающих их «рыхлых» взрывчатых тел туффзитов риолитового состава. На нижнем снимке деталь строения уступа куэсты.



Фото 4. Экструзивное трещинное тело «Хребет динозавра» на п-ове Краббе сложено флюидальными риолитами краскинского комплекса.

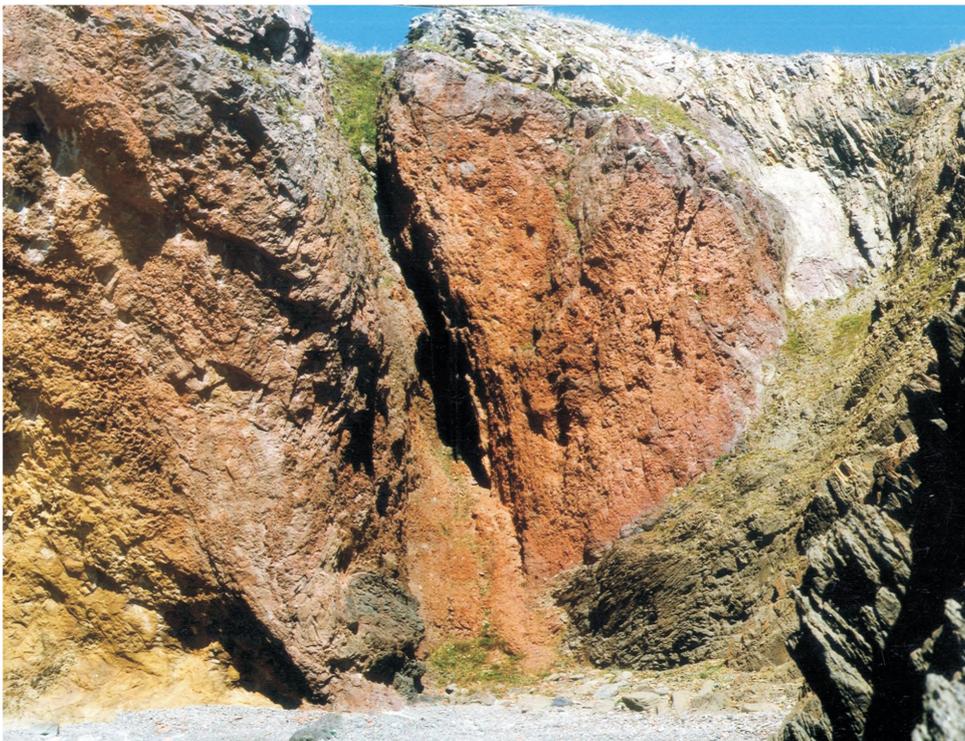


Фото 5. Жерловина андезитового вулкана, вскрытая в береговых обнажениях п-ова Краббе, сложена окисленными брекчиевыми туфами и лавами андезитов (темное) с плитчатой отдельностью.



Фото 6. Экструзивное тело андезитов, закупорившее жерловину вулкана. Слева окисленные брекчиевые туфы жерловой фации. П-ов Краббе.

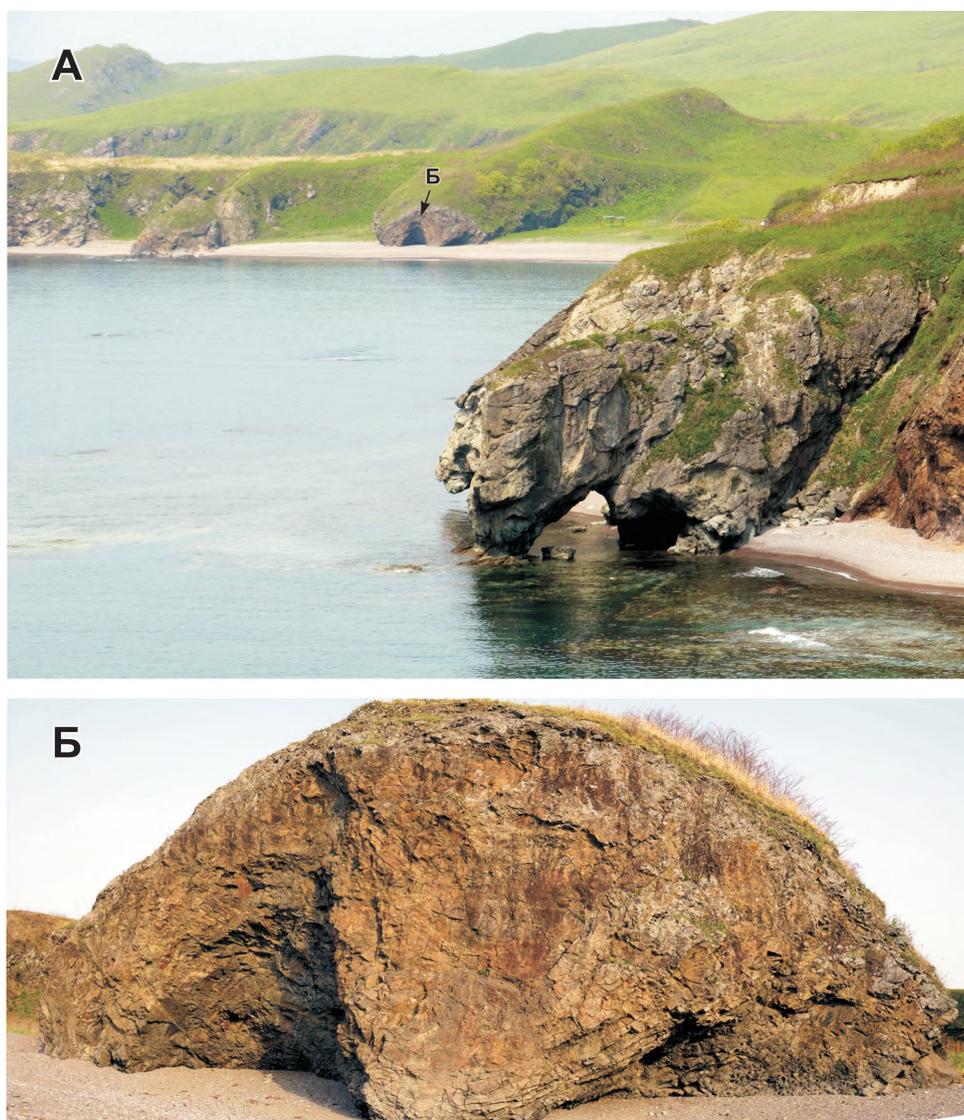


Фото 7. А. Трубообразный поток андезитовых лав в плане (А) и разрезе (Б, панорамный снимок) в бухте Базовой на п-ове Краббе.

1.3. Особенности развития кайнозойского вулканизма юго-западного Приморья и пространственно-временные вариации состава вулканических пород

В первой половине эоцена (46-42 млн л.н.) на юго-западе Приморья вулканизм проявился локально в пределах Амбинской впадины (*овчинниковская толща*). В позднем эоцене – раннем олигоцене (38-32 млн л.н.) в Краскинской, Пойменной и Нарвской впадинах проявился бимодальный (базальт-риолитовый) вулканизм (*зайсановская свита, клерковская толща, краскинская свита*), значительно повлиявший на условия синхронного с вулканизмом осадко- и угленакопления (*назимовская, хасанская и синеутесовская свиты*) в рифтогенных впадинах [Уткин, Седых, 1984; Рассказов и др., 2004]. На рубеже олигоцена и миоцена (24-22 млн л.н.) новая вспышка вулканической активности ознаменовалась извержением высокотитанистых базальтоидов и связанных с ними эксплозивных извержений карбонатитов (*амбинская толща*) в Амбинской впадине [Попов и др., 2007], а также калиевых базальтов, андезитов и риодацитов (*славянская толща*) в Пойменной и Синеутесовской впадинах [Брандт и др., 2009]. В этот же период на территории юго-западного Приморья происходили мощные эксплозивные извержения кислых магм, которые привели к накоплению в Пушкинской, Провальненской, Нежинской, Амбинской, Синеутесовской и др. впадинах колоссального количества пеплово-пемзового материала (*туффовитовая и нежинская толщи, синеутесовская и усть-суифунская свиты*) [Малеев, 1958; Попов, 2009; Павлюткин, Петренко, 2010 и др.]. В среднем миоцене (15-14 млн л.н.) в пределах Угловской впадины сформировались вулканические постройки, сложенные щелочными базальтами (лейцитовыми базанитами и калиевыми шонкинитами) внутриплитного типа [Октябрьский, 1959; Сахно и др., 2004]. Локальный щелочной вулканизм в пределах Угловской впадины сменился (13-8 млн л.н.) массовым извержением толеитовых (14-12 млн л.н.), субщелочных (11-7 млн л.н.) и щелочных базальтов (10-6 млн л.н.) Шуфанского и Шкотовского плато [Максимов, Сахно, 2008; Чашин и др., 2007]. Сводная стратиграфическая колонка вулканогенных и туфогенно-осадочных образований, выполняющих кайнозойские рифтогенные впадины юго-западного Приморья, приведена на рис. 2.

Овчинниковский комплекс. В раннеэоценовый этап вулканизма произошло локальное, в пределах Амбинской впадины, извержение кислых магм. В настоящее время в бассейне пади Овчинникова сохранились небольшие останцовые покровы, сложенные витрокристаллокластическими туфами риолитов в переслаивании с туфопесчаниками и туфоаргиллитами с растительным шламом, а также экструзивно-купольные тела (г. Школьная, г. Фрунзе) биотит-роговообманковых риодацитов и дацитов [Сясько и др., 2002; Рассказов и др., 2004; Чашин и др., 2013].

Дациты и риодациты Амбинской впадины относятся к умереннокалиевой, реже высококалиевой известково-щелочной серии. Им свойственны повышенные содержания глинозема (15-16 мас.%), «натровая» специфика ($K_2O/Na_2O = 0.74-0.88$), и умеренное содержание MgO (0.52-1.70 мас.%) при магнезиальности $Mg\# = 0.45-0.55$. По химическому составу они близки адакитам Поисковой впадины (за исключением SiO_2 и MgO), но различаются по содержанию микроэлементов. Так, в них наблюдается более высокое содержание U и Ta и более низкое – HREE и Ti. Им свойственны также более высокие величины отношений Dy/Yb (соответственно 3.0-3.6 и 2.2-2.3), Sm/Yb (соответственно 5.9-10.3 и 4.2-4.6), $(La/Yb)_n$ (соответственно 44.4-78.6 и 25.9-29.3). На графиках нормированного распределения микроэлементов в дацитах и риодацитах Амбинской впадины обнаруживаются отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti и положительная аномалия по Ba, свойственные продуктам надсубдукционного магматизма. Породам присущи низкие значения Nb/La, но высокие – Ba/La и K/Nb. К геохимической специфике «амбинских» дацитов и риодацитов относятся низкие содержания в них HREE, Y (4.22-8.40) и высокие значения Sr/Y (75.70-154) и $(La/Yb)_n$ (44.4-89.4) отношений. На классификационных диаграммах Sr/Y – Y

Сводная колонка вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований юго-западного Приморья

Система	Отдел	Индекс	Колонка	Характеристика подразделений
НЕОГЕНОВАЯ	МИОЦЕНОВЫЙ	N ₂ sf		Шумфанская свита. (N₂sf) Лавы оливин-пироксеновых базальтов, двупироксеновых андезитобазальтов. В основании разреза гиалокластиты и агломеративные туфы андезитобазальтов.
		N ₁ us		Усть-свйфунская свита. (N₁us) Косослоистые галечники, пески, аргиллиты, туфогенные пески, пемзы и пепловые туфы кислого состава. Флора: <i>Populus praemaximovczii</i> , <i>Alnus protojaponica</i> .
		P ₃ -N ₁ su		Синевтесовская свита. (P₃-N₁su) Туфогенные аргиллиты, песчаники, туффиты, туфы кислого и среднего состава, пласты бурого угля. Флора: <i>Metasequoia occidentalis</i> , <i>Ostrya oregoniana</i> , <i>Alnus cf. schmalhauseni crub</i> .
		P ₃ -N ₁ sl		Славянская толща. (P₃-N₁sl) Лавы плагиоклаз-роговообманковых андезитов, андезидациитов, дацитов, флюидальных стекловатых биотит-роговообманковых риодацитов и риолитов, горизонты туфогравелитов и туфопесчаников. В основании разреза лавы и туфы оливин-пироксеновых базальтов.
ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕНОВЫЙ	P ₃ -N ₁ am		Амбинская толща. (P₃-N₁am) Лавовые потки пористых и массивных базальтоидов, агглютинаты и вулканические шлаки. Туфы, туфогравелиты и тейфра карбонатного состава.
		P ₃ t		Туффитовая толща. (P₃t) Алевритовые туффиты, туфы риолитов, слаболитифицированные песчаники, аргиллиты, пески, алевриты, глины с галькой и гравием. Флора: <i>Sequoia langsdorfii</i> , <i>Metasequoia cf. occidentalis</i> , <i>Taxodium dubium</i> , <i>Picea sp.</i> , <i>Fagus cf. protojaponica</i> , <i>Quercus praemongolica</i> , <i>Cyclobalanopsis cf. huziokai</i> и др.
	ЭОЦЕНОВЫЙ	P ₂ hs		Хасанская свита. (P₂hs) Алевриты, часто углистые, песчаники с линзами гравелитов, туфопесчаники, туфы, туффиты, алевриты, глины, бурые угли. В основании разреза конгломераты валунно-галечные с линзами туфов песков, дресвяники. Флора: <i>Taxodium cf. tinajorum</i> , <i>Metasequoia occidentalis</i> , <i>Aesculus cf. longipetiolatus</i> Пыльца: <i>Ulmoideipites</i> , <i>Engelhardia quietus</i> , <i>Quercus graciliformis</i> , <i>Gleichenia</i> и др.
		P ₂ kr		Краскинская толща. (P₂kr) Флюидальные и брекчиевые лавы риолитов, риодацитов, вулканические стекла, туфы риолитов, туффиты, туффизиты. Флора: <i>Betula sp.</i> , <i>Alnus sp.</i> и др.
		P ₂ zs		Зайсановская свита. (P₂zs) Лавы оливиновых, оливин-пироксеновых базальтов, двупироксеновых андезитобазальтов, андезитов, часто с ксеногенным кварцем, редкие потоки дацитов, туфы андезитов, туфо конгломераты с прослоями туффитов. Пыльца: <i>Betula sp.</i> , <i>Pinus s/g Diploxylon</i> и др.
		P ₂ kl		Кларковская толща. (P₂kl) Конгломераты, песчаники, алевриты, бурые угли в переслаивании с лавами оливиновых, оливин-пироксеновых базальтов и андезитобазальтов. В основании разреза валунно-галечные конгломераты
	ПАЛЕОЦЕНОВЫЙ	P ₁ nz		Назимовская свита. (P₁nz) Алевриты, аргиллиты, часто углистые, песчаники, бурые угли, туффиты. В основании разреза конгломератобрекчии. Флора: <i>Magnolia cf. ingfieldii</i> , <i>Populus arnaudii</i> , <i>P. celastrophylla</i> , <i>Fraxinus sp.</i> , <i>Zizyphus aff. hyperborea</i> , <i>Viburnum cf. asperum</i>
		P ₁ ov		Овчинниковский комплекс. (P₁ov) Экструзивы и дайки дацитового, риодацитового состава.
МЕЗОЗОЙСКАЯ		K ₁ gd		Гладкинская толща. (K₁gd) Песчаники, алевриты, с пропластками и линзами бурого угля, алевритистых песчаников, углистых алевритов, туфоалевритов, туффитов, глин, песков. В основании разреза валунно-галечные конгломераты. Флора: <i>Magnolia cf. ingfieldii</i> , <i>Populus arnaudii</i> , <i>P. celastrophylla</i> , <i>Fraxinus sp.</i> , <i>Zizyphus aff. hyperborea</i> , <i>Viburnum cf. asperum</i>

Рис. 2. Сводная стратиграфическая колонка вулканогенных и туфогенно-осадочных образований, выполняющих кайнозойские рифтогенные впадины юго-западного Приморья.

и $(La/Yb)_n - (Yb)_n$, используемых для разделения адацитов и производных известково-щелочных магм, фигуративные точки изученных пород располагаются в поле адацитов [Чашин и др., 2013].

Зайсановский комплекс. Эоценовый этап бимодального вулканизма одновременно проявился в Краскинской, Пойменной и Нарвской впадинах. В результате извержений базальтов и андезитов (*зайсановский и клерковский комплексы*) были сформированы постройки стратовулканов. В верховьях р. Нарва (Сидеми) и на п-ове Краббе руины стратовулканов сложены базальтами, андезитобазальтами, андезитами, реже дацитами. Лавовые потоки, слагающие конус постройки, переслаиваются с пирокластическими породами – базальтовыми агглютинатами и туфами андезитов. В завершающие этапы базальт-андезитового вулканизма мощные взрывные и эксплозивные извержения более вязких андезитодацитовых и дацитовых магм привели к формированию вершинных кальдер, пирокластических отложений, экструзивных куполов и коротких лавовых потоков. Экструзивы андезитов образуют овальные полигенные купола, сложенные флюидалной лавой различной степени окисленности. Ориентировка флюидалности крутопадающая, близкая к центриклинальной. В абразионных обрывах юго-западной части полуострова Краббе развиты многочисленные жерловины побочных извержений вулкана. Это крутопадающие трубообразные и трещинные тела размерами до 100 м в поперечнике, часто прихотливой формы в плане, выполненные сильно окисленными, флюидалными и брекчиевыми лавами андезитового, реже андезитобазальтового состава, или взрывными брекчиями.

Базальты и андезиты клерковской толщи развиты на юго-восточных флангах Пойменной впадины, на п-ове Клерка. Особенностью развития вулканизма этой структуры является его синхронность с осадко- и угленакоплением. В разрезах береговых обнажений наблюдается переслаивание лавовых потоков базальтов (часто миндалекаменных) с конгломератами, песчаниками, алевролитами и бурыми углями.

Базальты и андезиты зайсановского комплекса относятся к породам умеренно-, реже высококаалиевой известково-щелочной серии. По другим петрохимическим характеристикам они принадлежат к высоко- и умеренноглиноземистым разностям ($al' = 1.45-0.84$), калиево-натриевого ряда ($Na_2O/K_2O = 1.38-4.4$). Для них характерны несколько повышенные содержания TiO_2 (1.26-1.59 мас. %) и P_2O_5 (0.26-0.61 мас. %). Уровень концентрации MgO в базальтах колеблется в интервале от 4.52 до 6.23 мас.% (при $Mg \# = 0.57-0.61$) и только в отдельных образцах достигает 8.91 мас.% (при $Mg \# = 0.65-0.71$). Породы характеризуются высокими содержаниями Ba, Sr, Zr, Ni, Ст. От высокотитанистых оливиновых и оливин-клинопироксеновых базальтов п-ва Клерка они отличаются более низкими концентрациями K_2O , TiO_2 , Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, Hf, Zr, Y, Yb, Lu и высоким содержанием Th. Высокотитанистые базальты и андезитобазальты клерковской толщи стекловатые и хорошо раскристаллизованные до долеритов. Спектр несовместимых элементов высокотитанистых базальтов п-ова Клерка близок составу базальтов океанических островов (ОИВ), отличаясь от него небольшими минимумами Th-U, Nb-Ta, Hf-Sm-Ti и максимумом Pb [Рассказов и др., 2004].

Спектры распределения некогерентных элементов базальтов зайсановского комплекса имеют максимум по Ba и минимумы по Hf, Ti, Nb-Ta. На диаграммах Th-Hf-Ta и Th-Hf-Nb их фигуративные точки попадают в поле базальтов островных дуг и активных континентальных окраин. От пород островодужных обстановок изученные базальты отличаются отсутствием в спектрах распределения микроэлементов Sr-максимума и слабо проявленного Се-минимума. На диаграмме Zr-Nb-Y точки их составов располагаются в полях внутриплитных пород. Кроме того, для них характерны несколько пониженные величины Zr/Nb (15-20), Ba/La (10-15) и повышенные отношения Ti/V (44.87-80.44), Ni/Co (1.6-3), Ce/Pb (13-20), Zr/Hf (40-43), близкие к внутриплитным породам.

Андезиты, андезидациты, дациты зайсановского комплекса соответствуют умеренно- и высококаалиевой известково-щелочной серии и принадлежат к весьма высокоглиноземистому

($al' = 1.9-2.9$) типу. Породы характеризуются высоким содержанием натрия ($Na_2O = 4-5$ мас. %) при значениях K_2O/Na_2O (0.6-0.8), обусловленных повышенными концентрациями K_2O . Геохимической особенностью изученных андезитов и дацитов является значительное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми $(La/Yb)_n = 18.8-23.7$, а также высокое содержание Sr (560-812) и низкие концентрации Y (12-14), что характерно для производных адакитовых магм. На диаграмме $(La/Yb)_n - (Yb)_n$ фигуративные точки андезитов и дацитов комплекса находятся в области неопределенности, где сопряжены поля адакитов и известково-щелочных лав. На диаграмме Sr/Y – Y составы андезитов и дацитов комплекса располагаются преимущественно в поле адакитов и частично смещены в поле известково-щелочных пород. Таким образом, в составе средних и умереннокислых пород зайсановского комплекса установлена значительная доля «адакитового» компонента [Чашин и др., 2013].

Краскинский комплекс. Кислый вулканизм бимодальной ассоциации проявился в Краскинской и Пойменной впадинах, где были сформированы пространственно сопряженные с базальт-андезитовыми стратовулканами вулканические постройки полигенного типа. Последние сложены разнофациальными типами кислых пород – флюидальными и брекчие-выми лавами риолитов, риодацитов, вулканическими стеклами, туфами риолитов, покровными, жильными и инъекционными туффизитами. Эти образования вскрыты в береговых обнажениях на восточном берегу бухты Экспедиции и полуостровах Посьет и Краббе. Дайки риолитов и вулканических стекол часто развиты в обрамлении Краскинской вулканоструктуры, иногда на значительном удалении от нее (бассейны рек Виноградная и Гладкая), где они образуют пояс протяженностью 2-4 км крутопадающих даек и дайкообразных экструзий меридионального и широтного простирания [Кутуб-Заде и др., 2000]. Экструзивы риолитов, риолитовых вулканических стекол трахириолитов и дацитов слагают центральную часть Краббинской вулканоструктуры, образуя автономные вулканические купола. О высокоэксплозивном характере кислого вулканизма свидетельствует широкое развитие интрузивных пирокластитов (туффизитов), эксплозивных брекчий и пирокластических отложений (псевдоконгломератов) и горизонтов ксенотуфов, содержащих до 80% обломков глубинных пород фундамента. Детальная характеристика интрузивных пирокластитов Краскинской впадины будет рассмотрена в разделе 1.3.1.

Кислые эффузивы краскинского комплекса относятся к щелочно-известковой риолит-дацитовой серии с повышенным содержанием калия. Экструзивные тела флюидальных риолитов характеризуются высококремнеземистым (SiO_2 до 78-80 мас. %) и ультракалиевым (K_2O до 8 мас. %) составом с высокой степенью дифференцированности распределения щелочных и щелочно-земельных элементов (Rb, Ba, Zr). Риолиты характеризуются пониженными концентрациями Zr, Hf, Yb, тяжелой группы редкоземельных элементов, а также Nd, Sm, Eu. Относительно среднего состава континентальной верхней коры кислые эффузивы краскинского комплекса отличаются более высоким содержанием Rb, Ta, Th и более низким Sr, Ba и редкоземельной группы элементов. На дискриминантных геохимических диаграммах Харриса и Пирса точки состава вулканитов краскинского комплекса занимают промежуточное положение, располагаясь в приграничной области островодужных и внутриплитных гранитов. На диаграмме С.Д. Великославинского [Великославинский, 2003] фигуративные точки состава кислых вулканических пород однозначно попадают в поле внутриплитных гранитоидов. По геохимическому составу они близки позднечетвертичным риолитам кратера Косо вулканической провинции Бассейнов и Хребтов в пределах Восточно-Тихоокеанской рифтовой зоны в Калифорнии, отражающих магматизм геодинамических обстановок континентальных трансформных окраин калифорнийского типа [Ханчук и др., 1997; Попов, Гребенников, 2006].

Славянский комплекс. Олигоцен-раннемиоценовый этап базальт-андезит-риодацитового вулканизма (славянский комплекс) наиболее полно проявился в Пойменной впадине. На началь-

ном этапе вулканизма (23 млн л.н.) здесь сформировался базальт-андезитовый стратовулкан, руины которого вскрыты в береговых обнажениях мыса Мальцева, где хорошо выражено строение конуса вулканической постройки с центриклинальным залеганием слагающих ее пород. Нижняя часть стратовулкана сложена агломератовыми туфами с прослоями базальтовых лав, а верхняя – лавами андезитов. В центральной и краевой частях вулкана базальты и андезиты прорваны дайковыми и экструзивными телами андезитов и дацитов. В завершающую фазу вулканизма славянкинского комплекса произошло массовое внедрение экструзивных тел и излияние лавовых потоков андезитодацитов, дацитов и риодацитов, заполнивших впадину.

Вулканические породы славянского комплекса относятся к высококаалиевой известково-щелочной серии. Содержание калия закономерно возрастает от базальтов до риодацитов. Для базальтов и андезитов характерны высокие содержания Al_2O_3 (17.46 – 18.3 мас. %) и низкие – MgO (4.3 – 5.75 мас. %). При общей варьирующей сумме щелочей отношение K_2O/Na_2O в кислых дифференциатах близко к 1 [Сясько и др., 2002; Мартынов и др., 2001].

На диаграммах нормированного отношения редкоземельных элементов базальты имеют пологий спектр REE при $(La/Sm)_N = 2.8-4$ $(La/Yb)_N = 3.7-5$ с высоким $(Yb)_N = 26$. Андезиты и дациты характеризуются наличием Nb и Ta-минимумов [Рассказов и др. 2004].

В Синеутесовской впадине фаціальным аналогом вулканических пород славянского комплекса является толща калиевых базальтов г. Синий Утес. В основании толщи базальтовых лав залегают слои базальтовой тефры и гиалокластитов. Они согласно залегают на галечниках, гравелитах и песчаниках с прослоями желтовато-серых туфоалевролитов и псаммитовых кристаллолитовитрокластических туфов андезитов. Ниже по разрезу горизонты обломочных вулканогенно-терригенных пород (пепловые и пемзовые туфы риодацитов, туфопесчаники и туфоалевролиты) синеутесовской свиты содержат пласты бурого угля [Павлюткин, Петренко, 2010]. Вскрытый в естественных обнажениях единый геологический разрез г. Синий Утес свидетельствует о существовании здесь крупного водоема (озера), позднее заполненного излившимися лавами базальтов.

Лавы и гиалокластиты имеют умеренно щелочной трахибазальтовый и трахиандезитобазальтовый состав. Отношение K_2O/Na_2O в базальтах повышенное и меняется в интервале 0.8–1.0. Содержание K_2O (2.2–3.2 мас. %), а содержание TiO_2 (0.9–1.4 мас. %). Снизу вверх по разрезу последовательно увеличиваются концентрации титана и глинозема с уменьшением концентрации магния. В спектрах редкоземельных элементов выражено слабое обогащение легкими членами ряда $((La/Sm)_N = 2.3-2.9; (La/Yb)_N = 4.7-7.0)$. На диаграммах нормирования к недифференцированной мантии базальты из основания лавовой толщи обеднены наиболее несовместимыми элементами от Cs до Ce (за исключением калия) и не имеют ниобиевого минимума, а в базальтах, завершающих разрез, наблюдаются повышенные концентрации несовместимых элементов (максимумы Cs и Rb) и минимумы по Nb и Ta [Попов и др., 2005; Брандт и др., 2009].

Одновременно, в позднем олигоцене – раннем миоцене, в пределах Амбинской впадины происходили извержения недифференцированных умеренно щелочных базальтоидов (*амбинский комплекс*), сформировавших Амбинскую вулканическую постройку [Максимов, Попов, 2006]. На современном уровне среза она представляет руины стратовулкана (около 15-20 км в диаметре) с сохранившейся центральной жерловиной, выполненной вулканическими брекчиями, шлаками и лавами базальтов. Конус вулкана сложен лавами базальтов, туфами, агглютинатами с невыдержанными горизонтами туфогенно-осадочных пород. Наличие в основании разреза базальтов с подушечной отдельностью и гиалокластитов свидетельствует об их излиянии в водную среду. Формирование пирокластических удаленных фаций, включая шпинелевые туфы карбонатитов, также происходило в озерных условиях [Попов и др., 2007].

Базальты Амбинского вулкана характеризуются пониженным содержанием SiO_2 и относительно высоким – титана, магния, кальция и натрия. На классификационных диаграммах точки

составов пород располагаются в полях базанитов или щелочных базальтов [Попов и др, 2007]. Для базальтоидов также характерны высокие концентрации щелочей, крупноионных литофильных (Rb, Ba, Sr), высокозарядных (Zr, Th) и редкоземельных элементов. Для карбонатитовых туфов, в отличие от типичных карбонатитов, характерны повышенные концентрации кремнезема, глинозема и титана. Содержание оксида кальция значительно варьирует. По соотношению высокозарядных элементов карбонатиты (удаленные фации) близки базальтам вулканической постройки. Для них характерны высокие концентрации когерентных (Ni, Cr, V), крупноионных литофильных (Sr, Ba и Cs), а также высокозарядных (Zr) элементов. На графике распределения микроэлементов, нормированных к примитивной мантии, базальты имеют максимумы по Ba, Nb-La, Sr и минимум по Hf. Для карбонатитовых туфов также характерны максимумы по Cs, Ba, La, Sr и минимумы по Th, K, Ce. Тренды распределения редкоземельных элементов в базальтах и карбонатитовых туфах имеют умеренно фракционированный характер с отрицательным наклоном. Геохимической особенностью базальтов и связанных с ними карбонатитов являются высокие концентрации цезия. По соотношению высокозарядных элементов породы Амбинской вулканической постройки соответствуют внутриплитным щелочным базальтам [Попов и др., 2006].

В позднем кайнозое (олигоцен-миоцен) на обширной территории юго-западного Приморья проявился мощный эксплозивный кислый вулканизм, предваряющий массовые излияния неогеновых базальтов Шуфанского и Шкотовского плато. Пирокластические породы (тефроиды) широко распространены среди терригенных отложений (*нежинская толща, синеутесовская, новокачалинская и усть-суйфунская свиты*), выполняющих позднекайнозойские впадины юго-западного Приморья [Малеев, 1938, 1957; Попов, 2009; Павлюткин, Петренко, 2010; Максимов, Сахно, 2011 и др.]. О масштабности эксплозивного вулканизма свидетельствуют «законсервированные» в рифтогенных впадинах толщи тефроидных отложений на обширной территории Амура-Уссурийской депрессии, Восточного Сихотэ-Алиня и юго-западного Приморья. Тефроидные отложения из различных впадин характеризуются вариациями минерального и геохимического состава пеплов [Попов, 2009; Ноздрачев, Попов, 2010; Максимов, Сахно, 2011], что свидетельствует о многоареальности вулканических извержений.

Химический состав пемз, вулканического пепла, а также мареканитов (обсидиановых нодулей в перлитовом стекле) из отложений различных ареалов (Синеутесовская, Нежинская, Пушкинская, Турьерогская впадины) отвечает высококалийевым риолитам известково-щелочного ряда. Пепловые частицы бесцветного и коричневого стекла, по данным микронзондового анализа, различаются по химическому составу: окрашенные (коричневые) рогульки стекла близки по составу обсидианам, а бесцветные – перлитам. Все типы пород близки по содержанию элементов группы железа. Концентрации крупноионных литофильных, высокозарядных и редкоземельных элементов в пеплах из различных структур заметно варьируют. В то же время, спектры распределения редких и редкоземельных элементов в вулканических породах, нормализованных по примитивной мантии, близки и образуют единый тренд с максимумами Cs, Th и La и минимумами Ba, Sr, Eu, Nb, и Ti. Кривая распределения редкоземельных элементов (REE) резко понижается от La к Eu и выполаживается платообразно от Gd к Lu. При этом пепловые туфы синеутесовской впадины и р. Нежинки отличаются высокими концентрациями REE. В пепловых туфах западного побережья озера Ханка (Турьерогская впадина) и бассейна р. Кроуновка (Пушкинская впадина) европиевый минимум выражен значительно слабее. Наименее дифференцированным спектром распределения REE характеризуются обсидианы из гипостратотипа усть-суйфунской свиты (сопка Клепочная). На дискриминантных геохимических диаграммах Дж. Пирса Rb – Y+Nb и Nb – Y фигуративные точки состава вулканических пеплов занимают промежуточное положение между полями островодужных и внутриплитных гранитоидов. В вулканических пеплах проявляются

геохимические особенности как внутриплитных (мантийных), так и коровых магм [Попов, 2009; Максимов, Сахно, 2011].

Результаты проведенных в последние годы геологических и петролого-геохимических исследований среднемиоценового щелочнобазальтового вулканизма Угловской впадины, средне- и позднемиоценового базальтового вулканизма Шуфанского и Шкотовского плато изложены в многочисленных публикациях [Рассказов и др., 2001, 2002; Мартынов и др., 2002; Сахно и др., 2004; Чашин и др., 2007; Максимов, Сахно, 2008 и др.] и здесь не рассматриваются.

1.3.1. Интрузивные пирокластиты Краскинской впадины

Результаты изучения кайнозойских вулканогенных образований юго-западного Приморья позволили установить здесь значительное развитие разнообразных по типу проявления эксплозивных пород, связанных с проявлением кайнозойского риолит-дацитового вулканизма [Попов, 2003]. Согласно предложенной классификации таких пород [Голубева, Махлаев, 2001; Махлаев, Голубева, 2001], они могут быть выделены в подтип магматогенных флюидизатов. К ним относятся туффзиты и флюидизатные брекчии, широко развитые в Краскинской впадине и, как отмечено выше, обусловившие здесь образование куэстового рельефа.

В пределах Краскинской впадины выделяются: секущие дайковые тела туффзитов, послойные и трещинные тела туффзитов и псевдоконгломератов, эксплозивные брекчии.

Дайки туффзитов мощностью от 0.5 до 1 м и видимой протяженностью до первых десятков метров имеют крутые, реже пологие секущие (часто с зеркалами скольжения) контакты с вмещающими андезитами (фото 8). Характерна сложная морфология даек с коленообразными жильными ответвлениями с взаимными пересечениями. В наиболее мощной части дайковых тел наблюдается турбулентная структура. Вмещающие андезиты на контакте с дайками интенсивно рассланцованы и приобретают тонкоплитчатую отдельность.

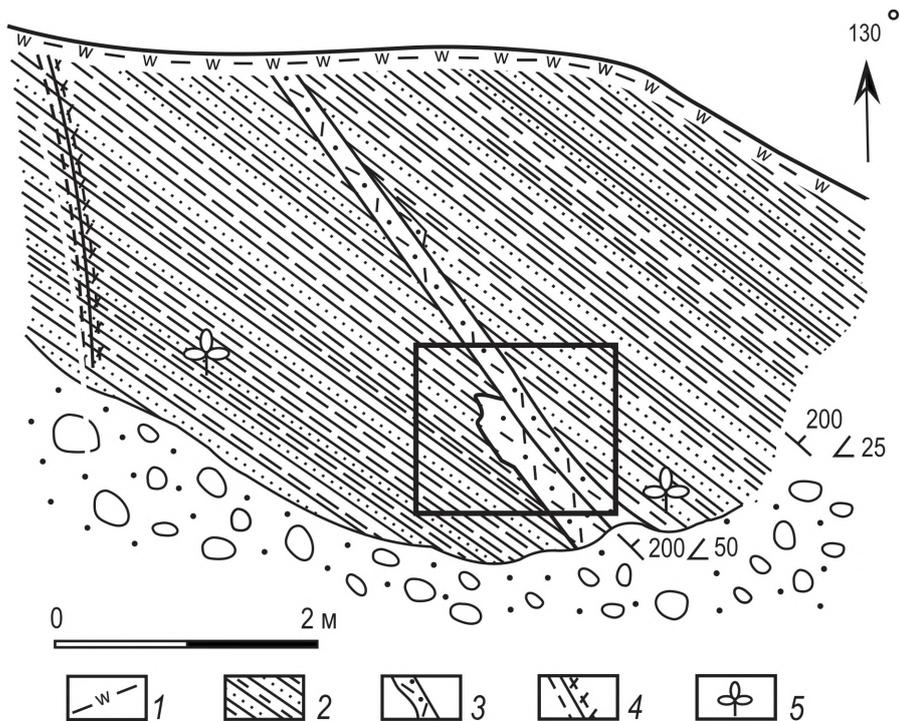
Туффзиты – плотные, массивные, мелко- и среднезернистые, породы зеленовато-серого цвета. Структура литокристаллокластическая, от псаммитовой (в основной жиле или дайке) размерности до тонкозернистой – в эндоконтактах и ее ответвлениях. Обломки кристаллов представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, биотитом и роговой обманкой, литокласты – угловатыми обломками вмещающих пород.

Несколько отличается по составу дайка туффзитов, вскрытая в юго-восточной стенке краскинского карьера, прорывающая послойный разрез пепловых туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников туффитовой толщи (рис. 3). Мощность дайки 10-15 см в верхней части и 25 см в основании, где наблюдается сдвоенное тело в результате ее повторного внедрения. Имея близкое к согласному простирание с вмещающими пологозалегающими породами, тело дайки рассекает их, падая под более крутым углом. Вмещающие породы всяческого блока на контакте с дайкой приобретают падение, в основании обнажения почти согласное с ней, выше – отчетливо секущее. В лежачем боку вмещающие породы слабо подвернуты в сторону падения дайки. На контакте породы слабо рассланцованы и приобретают тонкоплитчатую отдельность. В контактовой зоне сдвоенного тела дайки сохраняется прослой интенсивно перемятых вмещающих пород. В теле дайки наблюдаются захваченные обломки вмещающих пород, также характерны тонкие инъекции внедренного материала во вмещающие породы.

Макроскопический состав пород дайкового тела кварц-полевошпатовый, обломки кристаллов псаммитовой размерности. Хорошо видны более редкие чешуйки биотита до 1-1,5 мм в поперечнике и мелкие зерна рудных минералов. В шлифе структура породы кристаллокластическая с единичными обломками (0,3 мм) девитрифицированного стекла и псаммитовой размерностью (0.1-0.6 мм, очень редко до 1.2 мм в поперечнике). Кристаллокласты составляют 70-80% от объема породы и представлены кварцем, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, редко хлоритизированным биотитом и рудным минералом. Обломки имеют



21 **Фото 8.** Дайки (А) и отходящие от них жилы (Б) риолитовых туффзитов краскинского комплекса прорывают потоки андезитовых лав зайсановского комплекса. П-ов Новгородский.



Условные обозначения:

- 1 – почвенно-растительный слой; 2 – туфоалевролиты и туфопесчаники;
 3 – дайка туффизитов; 4 – зоны дробления; 5 – листовая флора.



Рис. 3. Дайка апатитонесных туффизитов прорывающая флоронесные туфоалевролиты и туфопесчаники туффитовой толщи (флора Краскино). Зарисовка и фотография. Краскинский карьер, т.н. П-436.

остроугольную форму, листочки биотита деформированы. Основная масса составляет 20-30% объема породы и сложена опалово-гидрослюдистым материалом, возможно, развитым по мельчайшим частицам вулканического стекла. В основной массе встречается большое количество (до 2-3% объема породы) апатита в виде отдельных кристаллов неправильной формы или их агрегатных скоплений. Центральные части зерен апатита, как правило, прозрачные с прямым погасанием, по краям кристаллы слабо замутненные, в проходящем свете зеленовато-серые (разложенные?). Большое количество апатита подтверждается и химическим составом породы, где содержание P_2O_5 составляет 3,39%.

Трещинные межпластовые взрывные тела туфов и туффизитов риолитового состава образуют дугообразные тела мощностью от 3 до 15 м и протяженностью 5-7 км. На п-ове Краббе они определяют своеобразный куэстовый рельеф главного водораздела и его боковых гребней (см. фото 3). Выходы этих относительно слабо литифицированных тел на дневную поверхность фиксируются в основании куэстовых ступеней. Последние представляют коренные выходы более крепких массивных лав андезитов зайсановского комплекса. Трещинные тела пирокластитов ориентированы согласно с вмещающими лавовыми потоками андезитов. Однако они имеют более крутое падение и отчетливо секущие контакты. Взрывные образования характеризуются сложным, иногда зональным внутренним строением. Центральные зоны сложены преимущественно риолитами или туфами риолитов, промежуточные зоны – своеобразными псевдогравелитами и псевдоконгломератами, краевые зоны – взрывными брекчиями с инъекционными ответвлениями во вмещающие породы в форме жил и тончайших нитевидных прожилков.

Туфы риолитов имеют светлую окраску, массивную или флюидальную текстуру. Породы содержат обломки кристаллов (от 10 до 20%) кварца, калиевого полевого шпата и биотита, а также варьирующее незначительное количество обломков вмещающих андезитов и кристаллокластов плагиоклаза и пироксена. Основная масса сложена сваренными рогульками стекла, содержит многочисленные миароловые пустотки, выполненные щеточками кристаллов кварца. Вкрапленники кварца характеризуются внутренним (микровзрывным) дроблением с незначительным расхождением осколков.

Взрывные псевдогравелиты и псевдоконгломераты имеют пеструю окраску с преобладанием зеленых тонов. Породы сложены в различной степени «окатанными» обломками (1–5 см в поперечнике) вмещающих андезитов и базальтов, реже метаморфических пород фундамента, погруженных в пеплово-стекловатую основную массу со значительной примесью тонкого материала вмещающих пород.

Взрывные брекчии сложены плотными массивными породами темно-зеленой окраски. Состоят из остроугольных обломков вмещающих андезитов, погруженных в тонкозернистую цементирующую массу кварц-полевошпатового состава (фото 9). По основной массе и обломкам развивается значительное количество хлорита(?). Тончайшим материалом основной массы заполнены инъекционные жилы и прожилки, отходящие от основного тела во вмещающие породы. По мере удаления от контакта, в андезитах сохраняются тектонические трещины с зеркалами скольжения по плоскостям. Плоскости многих трещин «покрыты» (выполнены) тончайшим материалом ярко-зеленого цвета, который представляет собой эмульсионную суспензию, проникшую в тончайшие трещинки.

Своеобразная ассоциация пород обнаружена в береговых обнажениях бухты Миносок (п-ов Краббе). Здесь изучен коренной выход псевдоконгломератов с маломощными (от 20 см до 1 м) полого залегающими слоями псаммитовых, алевритовых и псефитовых туфов кислого состава (фото 10 и 11). Видимая мощность пачки псевдоконгломератов достигает 20 м.

Псаммитовые туфы желтовато-серого цвета. Литокласты состоят из мелких (около 80%) окатанных и угловатых обломков андезитов, окремненных стекловатых пород, обломков



Фото 9. Взрывные брекчи сложены обломками андезитов и тонкозернистой цементирующей массой риолитового состава. П-ов Новгородский.

кристаллов кварца (5-7%), кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата (3-5%), пироксена, сцементированных пепловыми частицами вулканического стекла, превращенного в гидрослюда-сметитовый агрегат с новообразованиями гнезд гидроокислов железа ярко-красного цвета, зерен цеолита и прожилками карбонатов. Алевритовые туфы сургучно-коричневого цвета, в зоне выветривания рыхлые, слабообводненные, развиты в основании и кровле горизонта туфов. Характерна косая слоистость и замусоренность псефитовым материалом. Псефитовые туфы сложены преимущественно кислым материалом. В основной массе присутствуют остроугольные и округлые мелкие, размером 1-2 мм, обломки андезитов, риодацитов и кислого вулканического стекла (около 20%) с перлитовой отдельностью, кристаллокластами кварца и биотита (10-15%), сцементированных эмульсионноподобным матриком вулканического цеолитизированного стекла. Обломки вулканического стекла также часто замещены агрегатами изотропного цеолита и хлорита бледно-фисташкового цвета. Отличительной чертой этих пород является небольшое содержание (до 25%) литокластов и значительное количество вулканического стекла (40-50%) в цементирующей массе. Количество кристаллокластов составляет 25-30%.

Псевдоконгломераты состоят из слабоокатанных крупных (от 10 до 20 см, реже до 1 м и более) обломков и глыб массивных, пористых, миндалекаменных (агатоносных) андезитов различной окраски, обусловленной составом и степенью окисления. Обломки сцементированы псефито-грубообломочным материалом, сложенным отдельными или агрегированными обломками угловатых и слабо окатанных андезитов различного облика, редко риолитов размером 0.5-2 мм, кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза. Количество обломков пород составляет около 40-50%, кристаллов – 25-30%. Обломки кристаллов кварца раздроблены без особого растаскивания. Цементирующая масса (25-30%) сложена обломками и тонкозернистой массой прозрачного вулканического стекла с эмульсионноподобной текстурой течения. В стекле



Фото 10. А – обнажение псевдоконгломератов сложены «окатанными» обломками и глыбами андезитов с цементрующей массой основного состава. Б – деталь строения. Бухта Миносок, п-ов Краббе.

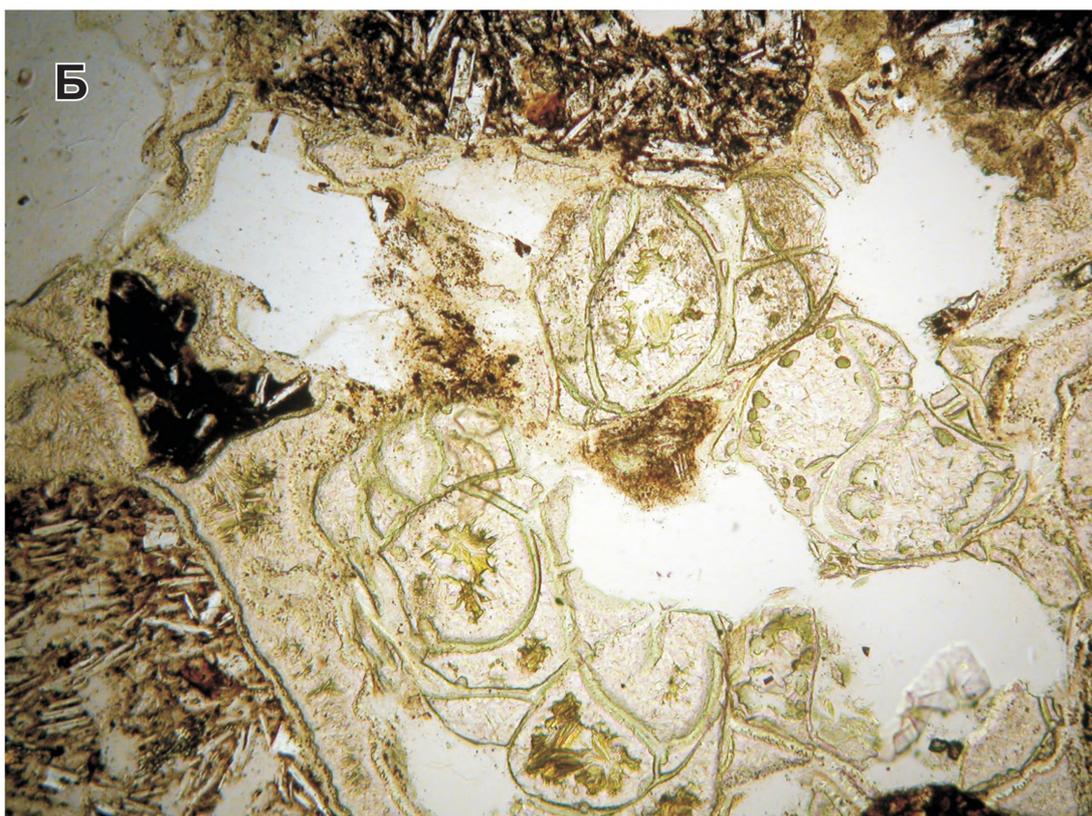


Фото 11. А – коренной выход псефитовых туфов, чередующихся в разрезе с explosивными псевдоконгломератами. Б – фото шлифа (размер по длинной оси 2,3 мм). Основная масса в псевдоконгломератах состоит из мелких обломков андезитов и кислого вулканического стекла с перлитовой структурой. Бухта Миноносок, п-ов Краббе.

хорошо выражена перлитовая отдельность (см. фото 11). В дугообразных и кольцевых трещинах отдельности развиваются гидрослюдистые минералы. Обломки стекла часто цеолитизированы. Элементы залегания пачки псевдоконгломератов в целом совпадают с перекрывающими их андезитобазальтами черного цвета, имеющими столбчатую отдельность. Мощные тела эруптивных брекчий (до двухсот метров в поперечнике), проявленные на п-ове Посъет, прорывают вмещающие их андезиты. Они сложены многочисленными обломками и глыбами окисленных андезитов красновато-серого цвета, сцементированными светло-серой мелко- и среднезернистой смесью, состоящей из остроугольных кристаллокластов кварца, полевых шпатов, деформированных чешуек хлоритизированного биотита и опаловидной криптозернистой кварц-полевошпатовой основной массой. Основная масса замещается агрегатами хлорита, цеолита (в значительном количестве) и рассечена прожилками халцедона. Иногда она сложена халцедоновидным кварцем, таблитчатыми кристаллами пелитизированного калиевого полевого шпата и поздними выделениями цеолита в виде отдельных зерен или их агрегатов. Количество обломков и глыб андезитов варьирует от 50 до 80%. Андезиты на контакте с основной массой образуют корку спекания. Брекции рассечены тонкими карбонатными прожилками. Флюидизатные эксплозии Краскинской вулканоструктуры сопровождались интенсивным окварцеванием, адуляризацией и цеолитизацией как самих эксплозивных тел, так и вмещающих их пород.

Туффизиты даек и трещинных пластовых тел отвечают составу риолитов со значительными вариациями содержания кремнезема, магния и кальция. Отличительной чертой является пониженное содержание щелочных элементов [Попов и др, 2001]. Инъекционные прожилки, сложенные тонкозернистой кварц-полевошпатовой массой, отличаются от литокристаллокластических туфов риолитов, слагающих центральную зону трещинного пластового тела, более высоким содержанием кремнезема и калия. Характер распределения щелочноземельных элементов подчеркивает особенности состава пород и, очевидно, зависит от состава летучих во флюидизированном расплаве. Как установлено экспериментально [Летников, 1992 и др.], при декомпрессии подобных расплавов флюиды способны экстрагировать и переносить значительное количество петрогенных, редких и рудных элементов.

1.4. Минеральные ассоциации в вулканических породах

Дацинты и риодациты *овчинниковского комплекса* содержат вкрапленники плагиоклаза (An_{30-44} , реже An_{27-29}) с прямой и обратной зональностью, биотита (Bi_{30-39}), кальциевой роговой обманки (Hb_{25-31}). В основной массе наряду с лейстами андезина (An_{42-34}) и олигоклаза (An_{29-27}) присутствуют лейсты санидина (Ab_{35-34} Or_{66-64}), содержащие высокие концентрации CaO (до 2.4 мас. %).

Базальты *зайсановского комплекса* – оливиновые (Ol_{20-27}), оливин-клинопироксеновые; в андезибазальтах во вкрапленниках встречается андезин-лабрадор (An_{64-43}), клино- и ортопироксен, титаномagnetит. Андезиты – дупироксеновые (Aug_{18-21} , Hur_{21}), гиперстеновые, реже пироксен-роговообманковые. Для них характерно присутствие вкрапленников ксеногенного кварца и кислого плагиоклаза (Pl_{16}) с частичным или полным замещением их реакционными минералами. Дацинты характеризуются плагиоклаз (Pl_{52-54}) – клинопироксен (Aug_{20}) – роговообманковой (Amf_{48-51}) ассоциацией вкрапленников с присутствием среди рудных минералов псевдобрукита.

Риолиты, трахириолиты и риодациты *краскинского комплекса* имеют порфириковую структуру, обусловленную вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза и биотита. Текстура брекчиевая или флюидалная. Вулканические стекла (перлиты) имеют черную или зеленую окраску и обладают хорошо выраженной перлитовой отдельностью. Перлиты часто содержат вкрапленники (до 15 %) кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (Pl_{17-23}), биотита (Bi_{57}), роговой обманки (Amf_{70}), ортопироксена (Hur_{55-59}), ильменита. Отдельные тела сложены афировыми стеклами.

Общей чертой базальт-андезит-риолитовой ассоциации пород *славянского* комплекса является высокое содержание вкрапленников плагиоклаза, придающих породам своеобразный облик, подчеркивающий их генетическое родство. Темноцветные минералы-вкрапленники в базальтах представлены оливином и пироксеном, в андезитах и более кислых дериватах – плагиоклазом (An_{57-40}), амфиболом (Hb_{36-23}), биотитом (Bi_{52-22}), реже ортопироксеном (Hur_{30-32}), клинопироксеном (Aug_{25-36}) и кварцем. В основной массе отмечено наличие микролитов андезина (An_{46-36}), Na-санидина ($An_{1.5-1.7} Ab_{28-24} Or_{71-74}$) и ортоклаза ($Ab_{27-26} Or_{74-73}$), а также ксеноморфных зерен ильменита и игольчатых кристаллов биотита. В Синеутесовской впадине гиалобазальты содержат крупные (до 5 мм в поперечнике) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие и редкие – клинопироксена и оливина. В перекрывающих потоках массивных и пористых базальтов со стекловатой и интерсертальной структурой основной массы количество вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина варьирует от 10 до 20% с общим возрастанием доли фемических минералов вверх по разрезу.

Пирокластические (без признаков переотложения) породы *синеутесовской, новокачалинской и усть-суйфунской* свит – витрокластические и витрокристаллокластические, реже кристаллокластические. Пепловые частицы – кислое стекло игольчатой, шестовато-пластинчатой, остроугольной, скорлуповато-рогульчатой, иногда сферической формы. Породообразующие минералы – кварц, санидин, кислый плагиоклаз, биотит, ильменит; помимо них установлены ортит и акцессорный муассанит [Максимов, Сахно, 2010]. В галечниках усть-суйфунской свиты, переслаивающихся с пирокластическими отложениями, встречаются слабо окатанные гальки мареканитов (перлитов с обсидиановыми нодулями от 2 до 10 см в поперечнике) и крупные (до 15-20 см) обломки пемз.

Нами изучен состав биотитов из кислых вулканитов Амбинской, Краскинской, Пойменской, Пушкинской и др. впадин юго-западного Приморья. Известно, что химический состав магнезиально-железистых слюд зависит от физико-химических параметров зарождения, эволюции и кристаллизации гранитных расплавов [Маракушев, Тарарин, 1965; Бушляков, 1969; Иванов В.С., 1970; Коренбаум С.А., 1987; Путинцев, Григорьев, 1993 и др.]. Поэтому биотиты с успехом используют для решения вопросов типизации и генезиса гранитов и их вулканических аналогов. Вариации состава биотитов из разновозрастных вулканических комплексов приведены на рис. 4. В дацитах и риодацитах овчинниковского, краскинского и славянского комплексов точки состава биотитов располагаются в поле магнетитовых известково-щелочных гранитов I-типа. Биотиты из водосодержащих вулканических стекол (перлитов) риолитового состава попадают в поле перекрытия магнетитовых и ильменитовых гранитов I-типа. По соотношению $TiO_2 - Al_2O_3$ биотиты из дацитов и риодацитов овчинниковского комплекса отвечают гипабиссальной фации глубинности. Дациты и риодациты краскинского комплекса – гипабиссальной и приповерхностной, а перлиты – приповерхностной фаций глубинности. Биотиты из дацитов и риодацитов экструзивных и покровных тел славянского комплекса располагаются в полях от мезоабиссальной до приповерхностной фаций.

Состав магнезиально-железистых слюд из тефроидных (пепловых) отложений синеутесовской, новокачалинской, усть-суйфунской свит и нежинской толщи, локализованных в различных депрессиях, имеет значительные вариации по TiO_2 , MgO , $FeO_{общ}$, F и Cl, минимальные – по Al_2O_3 и CaO [Ноздрачев, Попов, 2010]. Минимальная железистость ($f = 38.8 - 41.9$) биотитов характерна для пепловых туфов Турьерогской впадины. Биотиты из пеплов Пушкинской впадины характеризуются повышенной железистостью ($f = 54.3 - 59.5$). Железистость биотитов в пеплово-пемзовых отложениях усть-суйфунской свиты возрастает и, кроме того, в различных разрезах изученных впадин варьирует от 64.6-68.3% (Галенковский разрез, м. Песчаный), 68.8 – 73.4% (разрезы сопки Клепочная, Кипарисово и Нежинского карьера) и до 90.4-91.2% (надугольный горизонт Нежинского месторождения). По соотношению железистости

и глиноземистости биотиты относятся к производным известково-щелочных гранитоидных магм ильменитового типа, а по соотношению $TiO_2 - Al_2O_3$ они соответствуют полю приповерхностной фации глубинности (рис. 4).

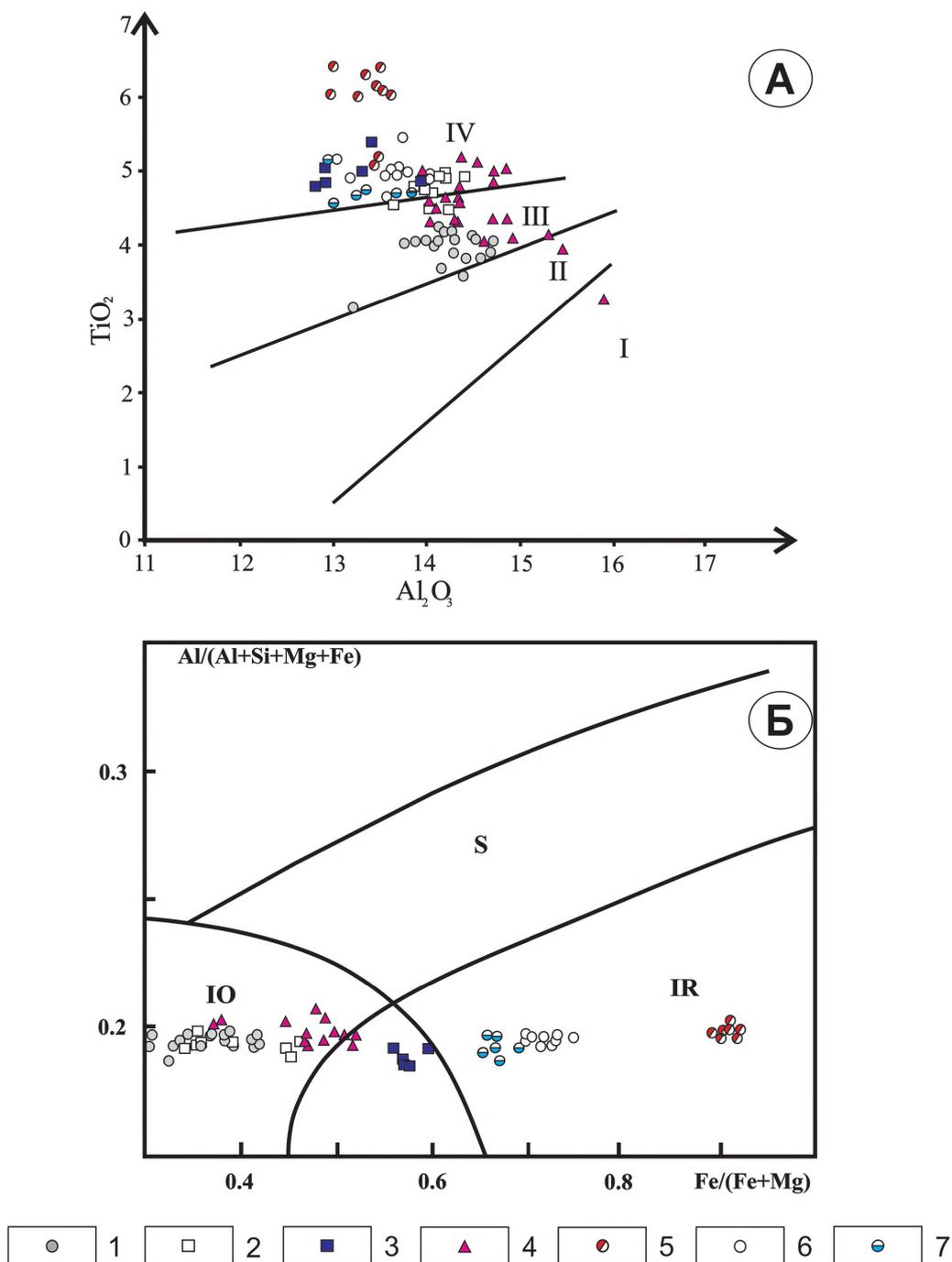


Рис 4. Содержание TiO_2 и Al_2O_3 (А), $Al/(Al+Si+Mg+Fe)$ и $Fe/(Fe+Mg)$ (Б) в биотитах кайнозойских дацит-риолитовых вулканических породах юго-западного Приморья.

1 – дациты и риодациты овчинниковского комплекса; 2-3 – дациты (2) и перлиты риолитового состава (3) краскинского комплекса; 4 – дациты славянского комплекса; 5-7 – вулканические пеплы кайнозойских депрессий: 5 – Нежинской, 6 – Пушкинской, 7 – Галенковской. Поля фаций глубинности (по [Ферштатер, Бородин, 1975]): I – абиссальные (10–15 до 3–5 км); II – мезоабиссальные; III – гипабиссальные (3–5 до 1,5 км); IV – приповерхностные.

1.5. Геодинамическое значение вулканизма

Вулканические извержения, проявленные в кайнозойских рифтогенных впадинах юго-западного Приморья, отражают специфику синсдвигового окраинно-континентального магматизма в период с эоцена до среднего миоцена и его связь с разноглубинными источниками. Особенности проявления и эволюционной направленности вулканизма, наряду с вещественным составом породных ассоциаций изверженных пород, характеризуют геодинамическую обстановку скольжения окраинно-континентального типа, впервые выделенную и обоснованную академиком А.И. Ханчуком в области взаимодействия Тихоокеанской и Евроазиатской литосферных плит [Ханчук, Иванов, 1999; Ханчук, 2000, 2000а; Ханчук и др., 2009].

Возникновение кайнозойских синсдвиговых структур растяжения на Востоке Азии рассматривается с различных геодинамических позиций. Одни исследователи [Уткин, 1978, 2013 и др.] полагают, что восточная окраина Азии в мезозое – кайнозое развивалась в условиях сосдвигового геодинамического режима, обусловленного латеральным смещением Азиатского континента и (или) Тихоокеанской океанической плиты с формированием между ними Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны. В.П. Уткиным рассмотрен механизм возникновения сосдвиговых структур растяжения, которые развивались дискретно вдоль транзитных левых сдвигов, в режиме трансенсии в условиях рифтогенной деструкции континентальной коры. Другие ученые [Tarponnier et al., 1986; Liu et al., 2004, Филатова, 2008 и др.] формирование кайнозойских синсдвиговых структур растяжения связывают с правосторонними сдвигами, возникшими в результате Индо-Евроазиатской коллизии. Динамика формирования подобных структур рассмотрена В.В. Голозубовым с соавторами на примере Нижнебикинской и Угловской впадин Приморья [Голозубов и др., 2007, 2009]. Процессы деструкции континентальной литосферы с образованием рифтогенных впадин также объясняются осциллярными переменными вращательными движениями Тихоокеанской плиты в среднем-позднем кайнозое [Рассказов и др., 2004]. Сторонники модели активного рифтогенеза формирование рифтогенных впадин в восточной Азии связывают с плюмовой тектоникой [Ярмолюк и др., 1995, 2000, 2013].

Приведенные выше пространственно-временные вариации состава вулканических пород в рифтогенных впадинах юго-западного Приморья, общей чертой которых является смешение коровых, субдукционных (островодужных) и внутриплитных (мантийных) геохимических признаков, свидетельствующих о разноглубинных источниках, являются типовыми для магматизма границ скольжения литосферных плит [Ханчук, Мартынов, 2011].

Магматические импульсы и их геодинамическое значение. Начальный магматический импульс (46 млн л.н.) проявился локально в Амбинской впадине. Коровые метки в адакитоподобных дацитах и риодацитах овчиниковского комплекса свидетельствуют об их образовании в результате плавления материала нижних уровней континентальной коры, как это установлено для мезозойско-кайнозойских адакитов Китая [Xiao, Clemens, 2007]. Внедрение подобных адакитов в пределах формирующихся синсдвиговых бассейнов отражает начальную стадию рифтогенной деструкции континентальной коры на территории юго-западного Приморья и предвещает массовые извержения (43-35 млн л.н.) в Краскинской, Пойменной и Нарвской впадинах известково-щелочных высокоглиноземистых базальтов (включая высокотитанистые базальты п-ова Клерка) зайсановского комплекса, источником которых согласно [Филатова, 2008; Мартынов и др., 2001; Мартынов, Ханчук, 2013] может быть метасоматически переработанная литосферная мантия. Процессы структурной перестройки геоблоков земной коры юго-западного Приморья сопровождалась неоднократной сменой режима растяжения на режим сжатия в синсдвиговых бассейнах [Уткин, 2013]. Задержка больших объемов базальтовых магм в пределах коры сопровождалась повышением температурного режима. С одной стороны, это приводило к дифференциации в базальтовых очагах, сопровождаемой процессами ассимиляции и смешения с вмещающими породами, с другой – к анатексису корового субстрата и формированию очагов

кислых анатектоидных магм. Минералогические и петрогеохимические признаки ассимиляции и флюидно-магматического взаимодействия проявлены в андезитах и дацитах как зайсановского, так и краскинского комплексов. Извержения риолитов краскинского комплекса вслед за базальтоидами (в некоторых структурах синхронно), приводили (наряду с базальт-андезитовыми стратовулканами) к формированию сложных вулканических построек центрального типа. В раннем олигоцене в синсдвиговых впадинах процессы осадко- и угленакопления сопровождались накоплением кислой тефры. Проявление кислого эксплозивного вулканизма свидетельствует о господствующем в этот период (ранний – средний олигоцен) в пределах юго-западного Приморья режиме сжатия. Магматизм славянского комплекса (24-22 млн л.н.) сопровождал переход от максимума сжатия к растяжению [Рассказов и др., 2004]. В Синеутесовской впадине изливались недифференцированные высококальциевые известково-щелочные базальты и трахибазальты – мантийные выплавки из флюидизированной литосферной мантии. В Пойменской впадине вулканизм привел к формированию аналогичной высококальциевой дифференцированной базальт-андезит-риодацитовый серии с выраженными субдукционными характеристиками и преобладающей долей средних и умеренно кислых расплавов (андезитов, дацитов и риодацитов) – продуктов смешения (миксинга) кислых и основных магм. В этом же возрастном интервале фиксируется появление новых глубинных магматических источников. С ними связаны извержения в пределах Амбинской впадины недифференцированных щелочных базальтоидов с внутриплитными геохимическими характеристиками. Вулканические породы, слагающие вулканоструктуры Пойменской, Нарвской, Синеутесовской и Амбинской рифтогенных впадин, являются индикаторами геодинамических процессов, происходивших в зоне Западно-Приморского глубинного разлома (см. рис. 1) в период с эоцена (овчинниковский дацит-риодацитовый и зайсановский базальт-андезит-дацитовый комплексы) до позднего олигодена – раннего миоцена (синеутесовский риолитовый, славянский базальт-андезит-дацитовый и амбинский базальтоидный комплексы). Проявление в разные периоды локальных, часто обновленных и телескопированных очагов базальтоидного и кислого вулканизма свидетельствуют о его определяющей роли как долгоживущего глубинного магмоконтролирующего и магмоподводящего разлома (сдвига) – тектонической границы между Лаоэлин-Гродековским и Вознесенским террейнами.

В среднем миоцене калиевый щелочной магматизм (оливин-пикроильменит-лейцитовые базаниты) в Угловской впадине отражает этап максимального спрединга коры Японского моря и предваряет проявление объемного платобазальтового вулканизма.

Важное геодинамическое значение имеет фаза позднекайнозойского эксплозивного кислого вулканизма. Вариации состава биотитов в пепловых отложениях разных пространственно-возрастных генераций указывают на различные петрогенетические типы их источников [Ноздрачев, Попов, 2010]. Согласно результатам изотопно-геохимических исследований С.О. Максимова, «изотопные характеристики тефроидов свидетельствуют о плавлении зрелого корового протолита, вероятно, протерозойско-фанерозойского фундамента Ханкайского массива» [Максимов, Сахно, 2011, с. 227]. Совмещение в пространстве и во времени завершающих этапов этого необычного по гигантским масштабам и степени эксплозивности вулканизма на юго-западе Приморья с локальными проявлениями базальтоидов обогащенного типа и последующими массовыми извержениями платобазальтов позволяет рассматривать их проявление в рамках единого позднекайнозойского цикла внутриплитного вулканизма. Как показали проведенные изотопно-геохимические и геохронологические исследования, платобазальты ранних извержений (13.5-10 млн л.н.) характеризовались смесью выплавок из материала коры с мантийными выплавками [Рассказов и др., 2001]. В более поздних извержениях возрастала доля выплавок из обогащенных мантийных пород с изотопными признаками MORB Индийского океана [Ханчук, Мартынов, 2011]. Мы предполагаем, что проявление масштабного кислого эксплозивного вулканизма на юго-западе Приморья было обусловлено подъемом мантийного диапира (астеносферный апвеллинг)

во время максимального растяжения континентальной литосферы, обусловившего анатектическое плавление материала верхней коры в результате флюидного и теплового воздействия базитовых магм, впоследствии сформировавших Шуфанское и Шкотовское базальтовые плато.

Таким образом, синдвиговые рифтогенные впадины являются типовыми объектами при изучении геологических процессов, протекающих в геодинамической обстановке скольжения литосферных плит окраинно-континентального типа.

Глава II.

МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ

Первый день

Пушкинская впадина.

Большая часть Пушкинской впадины географически приурочена к бассейну р. Раздольная. Депрессия представляет неглубокий прогиб (50x40 км) с максимальной глубиной залегания фундамента более 300 м [Карасев, 1963]. Наиболее древние породы, выполняющие впадину, были вскрыты под четвертичными отложениями в ее северо-восточной части (скв. 227 в 4 км от с. Раздольное), где они представлены терригенными отложениями надежинской свиты эоценового возраста [Павлюткин, Петренко, 2010]. Выше залегают вулканогенно-осадочные породы нежинской толщи и усть-суйфунской свиты (олигоцен – миоцен). Разрез нежинской толщи, перекрытый усть-суйфунской свитой, вскрыт угольным карьером на правом борту р. Вторая Речка. Выходы на дневную поверхность пепловых отложений усть-суйфунской свиты расположены вдоль крутых бортов р. Раздольная. Покровные базальты Шуфанского плато (поздний миоцен) перекрывают основную часть впадины на правом берегу Раздольной и бронируют слабо литифицированную толщу галечников, песков и пеплов усть-суйфунской свиты. Площадь распространения пепловых туфов только в нижнем течении Раздольной (Суйфуна) составляет около 500 км² [Малеев, 1938].

2.1. Карьер на сопке Клепачная – гипостратотипический разрез туфоогенно-осадочных отложений и пепловых туфов усть-суйфунской свиты.

Карьер располагается на правом берегу р. Раздольная на южном склоне сопки Клепачная (отм. 101.9 м). Здесь хорошо обнажен и детально изучен разрез, который был предложен в качестве гипостратотипа усть-суйфунской свиты [Павлюткин и др., 1985] (рис. 5 и 6). В стенке карьера вскрыты четыре слоя алевритовых пепловых туфов желтовато-белого цвета, мощность которых варьирует от 1,2 до 4 м. Туфы чередуются с мощными слоями туфопесков, содержащих большое количество мелких частиц вулканического стекла, а также гравийно-галечниковыми отложениями, для которых, наряду с частицами вулканического стекла в песчаном заполнителе, характерно присутствие в различной степени окатанных обломков пемзы желтовато-белого цвета, перлитов и мареканитов (перлитов с обсидиановыми ядрами) (фото 12). Общая мощность разреза составляет 40 м.

На правом борту р. Вторая Речка рядом с железной дорогой, ведущей на Хасан, у подножья сопки Заметной (абс. отм. 72 м) в дорожном карьере вскрыт еще один типовой разрез осадочно-вулканогенных пород усть-суйфунской свиты, где пепловые отложения содержат прослои и линзы пемзовых туфов (см. фото 12). В галечниках, так же как и в разрезе сопки Клепачной, встречаются обломки мареканитов, обсидианов и крупные слабоокатанные обломки легких пористых пемз белого цвета. Выходы пепловых отложений можно наблюдать вдоль автомобильной трассы Раздольное-Хасан в естественных обнажениях на склонах правого борта

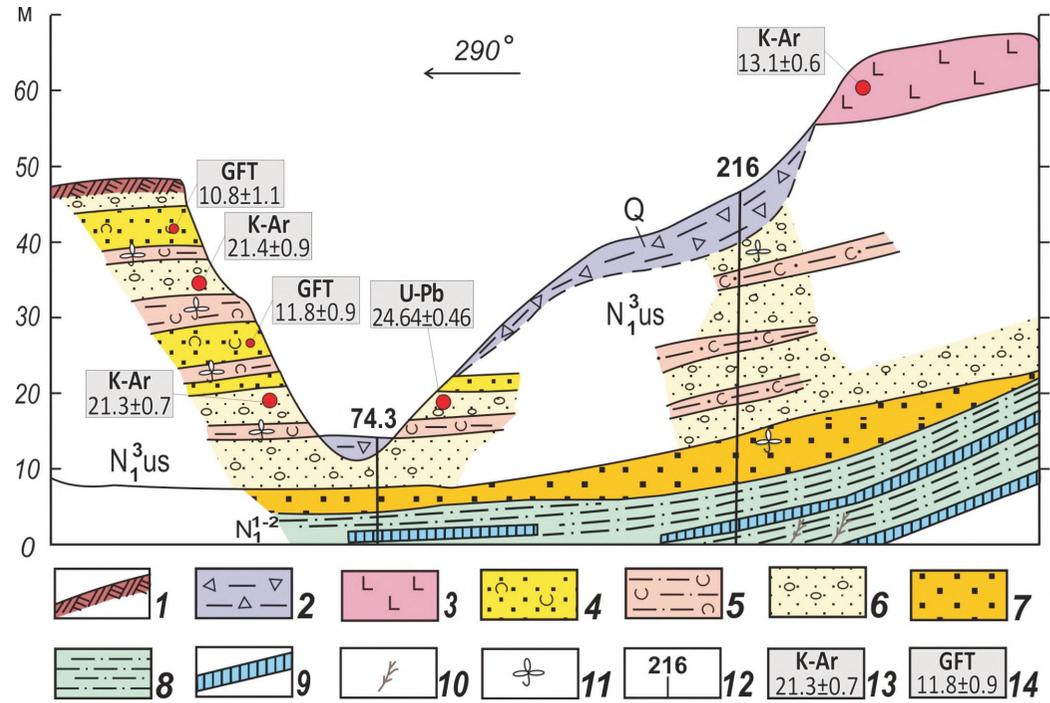
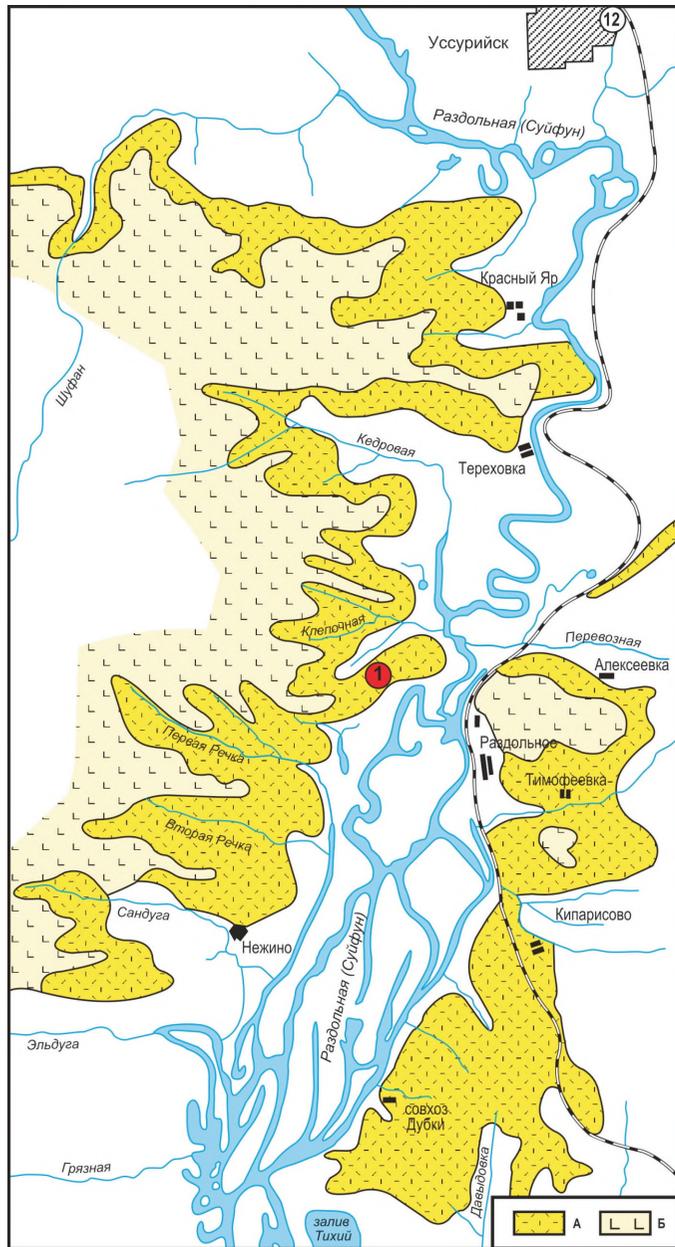


Рис 6. Геологический разрез усть-суифунской свиты и подстилающих отложений в районе сопки Клепачная, по Б.И. Павлюткину (1985) с изменениями и дополнениями.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – четвертичные аллювиально-делювиальные отложения; 3 – базальты; 4 – пески с пепловыми частицами вулканического стекла; 5 – пепловые туфы и туфоалевролиты; 6 – галечники с обломками пемзы и вулканического стекла; 7 – песчаники; 8 – алевролиты; 9 – лигниты; 10 – растительный детрит; 11 – точки отбора растительных остатков; 12 – скважины; 13-14 – радиоизотопные даты: цифры - возраст в млн лет, полученные различными методами: К-Аг (калий-аргоновым, Попов и др., 2006); GFT (трековым по частицам стекла, Павлюткин и др., 1985); U-Pb (уран-свинцовым по цирконам, Максимов, Сахно, 2011).

Рис. 5. Распространение пепловых туфов в бассейне р. Раздольная, по Е.Ф. Малееву (1938) с упрощениями. Цифрой 1 в кружке обозначен район сопки Клепачная, где находится гипостратотип усть-суифунской свиты.

1 – пепловые туфы; 2 – базальты Шуфанского плато.



Фото 12. Горизонты пепловых туфов (1) среди туфопесков и галечников усть-суйфунской свиты, часто содержащих слои (2) и обломки (3) пемз и вулканических стекол: перлитов (4) и обсидианов мареканитового типа (5). Стенки дорожных карьеров в районе сопки Клепачная (1, 3–5) и Заметная (2).

р. Раздольная от сопки Клепочная до с. Винивитиново. В карьере Нежинского месторождения углей при его отработке были вскрыты горизонты пепловых туфов в составе нежинской угленосной толщи и перекрывающие их галечники и пепловые туфы усть-суйфунской свиты. Геологические и палеоботанические данные по разрезу приведены в работе Б.И. Павлюткина с соавторами [Павлюткин и др., 2012]. В настоящее время карьер заполнен грунтовыми водами и недоступен для ознакомления с разрезом. Пирокластические породы представлены литифицированными литокристалловитрокластическими, кристалловитрокластическими и витрокластическими пепловыми туфами и рыхлыми вулканическими песками различной размерности. Пепловые туфы сложены обломками вулканического стекла игольчатой, шестовато-пластинчатой и сферической форм, зернами кварца, санидина, кислого плагиоклаза, биотита, ильменита, циркона, муассanita и др.

Для определения возраста вулканогенно-осадочных пород усть-суйфунской свиты в разрезе сопки Клепочная наряду с палеоботаническим изучением было проведено радиоизотопное датирование (трековый метод) частиц вулканического стекла из тефроидных отложений [Павлюткин и др., 1984]. Полученные результаты радиоизотопного датирования частиц вулканического стекла (10.8 ± 1.1 и 11.8 ± 0.9 млн лет), согласно заключению Б.И. Павлюткина, хорошо согласуются с палеоботаническими данными [Павлюткин, Петренко, 2010]. Однако, выводы авторов не согласуются с более поздними результатами К-Аг датирования пемз (27.1 ± 0.7 млн л.), обсидианов (21.4 ± 0.9 и 22.3 ± 0.7 млн лет) и цирконов из них (24.64 ± 0.46 млн лет, U-Pb метод), полученных при изучении данного разреза [Попов и др., 2006; Максимов, Сахно, 2008]. Следует отметить, что возраст базальтов Шуфанского плато, перекрывающих в районе гипостратотипа отложения усть-суйфунской свиты, составляет 13.1 ± 0.6 млн лет [Максимов, Сахно, 2008]. Хроностратиграфический парадокс, возникший между биостратиграфическими выводами и результатами изотопной геохронологии, требует своего разрешения.

Вулканические пеплы распространены к северу от Пушкинской депрессии. Они известны в Спасской (урочище Гринталь) и Турьерогской впадинах [Павлюткин, 2005, 2008]. Так, например, в абразионных береговых уступах западного побережья озера Ханка, высотой от 30 до 70 м, пепловые туфы риолитов, туфодиазомиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и вулканические пески слагают значительную часть разреза новокачалинской свиты. В пепловых туфах можно наблюдать слои, состоящие из хаотического нагромождения листьев хвойных и деформированных, скрученных листьев цветковых растений, сцементированные пепловой массой. Е.Ф. Малеев, изучая разрезы суифунской (ныне усть-суйфунской) свиты в бассейне р. Раздольная, впервые отметил скрученную форму листьев в пелитовых туфах. По его мнению, это «могло произойти под влиянием высокой температуры газообразных и пылевидных вулканических выбросов» [Малеев, 1938, стр. 42]. Позднее, описывая текстуры «шаровых» пор в тонких витрокластических туфах, он предположил, что их образование связано «с осаждением горячего пепла в водный бассейн» [Малеев, 1958, стр. 57]. Такой характер отложения пеплов и массового захоронения хвои возможен лишь при катастрофическом (плинианском) типе извержений с образованием палящих пепловых туч.

Особенности геологического строения, вещественный состав и условия формирования вулканогенно-осадочных пород Пушкинской впадины изложены в публикациях Е.Ф. Малеева [1938, 1958], М.С. Карасева [1963 г.], Б.И. Павлюткина и др. [1993], В.К. Попова и др. [2006а], И.Ю. Чекрыжова, С.О. Максимова [2007], В.К. Попова [2009], С.О. Максимова, В.Г. Сахно [2011].

Пойменная впадина.

Пойменная впадина (размерами 35x18 км) расположена на западном побережье Амурского залива в нижнем течении рек Рязановка, Пойма, Брусья и Нарва (рис. 7). Залегающие в ее основании породы фундамента представлены терригенными, вулканогенно-осадочными

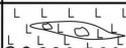
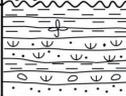
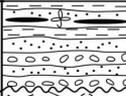
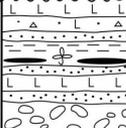
Индекс	Колонка	Мощность, в м	Характеристика подразделений
N_1-N_2sf		150	Шуфанская свита. Лавы оливин-пироксеновых базальтов, андезитбазальтов, горизонты агломератовых туфов базальтов
N_{1us}			Усть-суйфунская свита. Косослоистые галечники, пески, аргиллиты
N_{1sl}		80-370	Славянская толща. Лавы пироксен-роговообманковых андезитов и дацитов, флюидальных стекловатых биотит-роговообманковых риодацитов и риолитов с горизонтами туфогенных гравелитов и песчаников в верхней части разреза. В основании разреза лавы и туфы оливин-пироксеновых базальтов
P_3-N_{1su}		60	Синецетосовская свита. Алевролиты, песчаники, аргиллиты, туффиты, конгломераты.
P_{2nd}		100	Палеждинская свита. Аргиллиты, песчаники, алевролиты, часто туфогенные.
P_{2ug}		100	Угловская свита. Переслаивание аргиллитов, часто углистых и туфогенных, песчаников, алевролитов с линзами бурого угля.
P_{2kr}		6-100	Краскинская толща. Флюиэральные и брекчиевые лавы риолитов, риодацитов, дацитов, вулканические стекла. В основании разреза туфы риолитов, туфопесчаники с древесными остатками, туфоаргиллиты.
$P_{1,2,kl}$		320	Клерковская толща. Переслаивание конгломератов, песчаников, алевролитов, бурых углей с лавами оливиновых, оливин-пироксеновых базальтов и андезитбазальтов. В основании разреза валунно-галечные конгломераты.

Рис 7. Геологическая карта Пойменной впадины по (Гос. геол. карта м-ба 1-200 000, лист К-52-ХVIII)

образованиями и прорывающими их гранитоидами пермского возраста. Пойменная впадина возникла на сочленении Западно-Приморского и Уссурийского разломов как присдвиговая рифтогенно-депресссионная структура растяжения. Северо-западный борт впадины ограничен Зарубинским разломом (сдвигом) северо-восточного направления. Ее юго-восточные фланги скрыты под водами Славянского залива и бухты Баклан. На это указывают расположенные в акватории Амурского залива «вулканические» острова Герасимова, Антипенко, Сибирякова и др.

Юго-западный фланг впадины представляет наиболее глубокий прогиб (до 500 м). Он выполнен базальтами клерковского и риолитами краскинского комплексов и залегающими на них осадочными угленосными отложениями угловской и надеждинской свит (эоцен). Эти породы можно наблюдать в береговых обнажениях на п-ове Клерка и на водораздельных вершинах в низовьях рек Поймы и Рязановки. На п-ове Клерка лавовые покровы базальтов клерковской толщи прорваны экструзивными телами риолитов краскинского (м. Клерка) и более молодых дацитов славянского комплексов (м. Нерпа). Это небольшие (500-800 м в поперечнике) тела, сложенные порфиrowыми или флюидальными лавами. Потоки базальтовых лав содержат крупные агатовые миндалины. Дайки риолитов и риолитовых вулканических стекол развиты в породах фундамента, обрамляющих с юга Пойменскую впадину (береговые обнажения бухты Бойсмана). Риолиты имеют светло-серую с розоватым оттенком окраску и характеризуются порфиrowой структурой. Вкрапленники (10-15%) представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и биотитом.

Центральная и северо-восточная часть Пойменской впадины (п-ова Брюса, Янковского, м. Мальцева) выполнены вулканогенно-осадочными породами синеутесовской свиты и перекрывающими их эффузивами славянской толщи (олигоцен – ранний миоцен). Славянская толща сложена лейкобазальтами, андезитами, дацитами, реже риолитами, их туфами, туфогравелитами и туфопесчаниками. На полуострове Янковского базальты славянского комплекса залегают на туфогенно-осадочных отложениях синеутесовской свиты.

Опорный разрез славянской толщи расположен в Пойменской впадине на мысе Мальцева (рис. 8) и представлен [Сясько и др., 2002]:

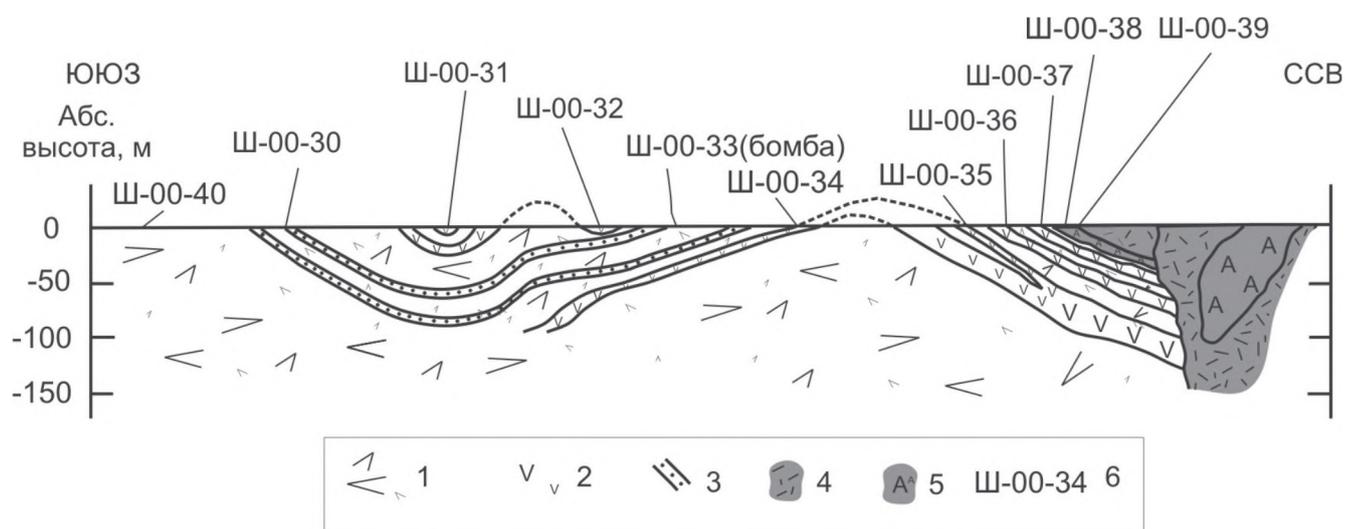


Рис. 8. Схематический геологический разрез славянского комплекса в береговом разрезе мыса Мальцева и порта Славянка [Рассказов и др., 2004].

1 – базальтовые туфы и кластотуфы; 2 – лавовые потоки массивных базальтов; 3 – прослойки туфитов; 4 – андезитовые туфы и кластотуфы; 5 – массивные андезиты; 6 – номера образцов, помещены на рисунке в стратиграфической последовательности по вертикали, от обр. Ш-00-40 до обр. Ш-00-39. Горизонтальный масштаб соответствует вертикальному.

1. Туфы базальтов и андезибазальтов псаммито-псефитовые с литокластами базальтов и кристаллокластами клинопироксена	более 50 м
2. Базальты оливин-пироксеновые массивные и брекчиевые, в кровле потоков шлакоподобные, интенсивно окисленные	30.0 м
3. Туфы базальтов псефито-агломератовые кристалло-литокластические, грубослоистые, с прослоями (0,1-0,5 м) псаммитовых туфов смешанного состава с редким углефицированным растительным детритом	40.0 м
4. Базальты (два потока) оливин-пироксеновые, в подошве и кровле шлаково-обломочные, пористые, окисленные	10.0 м
5. Туфы базальтов агломерато-псефитовые	0 м
6. Базальты оливин-пироксеновые массивные, слабо окисленные	12.0 м
7. Туфы базальтов глыбово-агломератовые, до псефито-агломератовых, неслоистые, литокристаллокластические, окисленные	более 35 м
Общая мощность в разрезе	более 182 м

На полуострове Янковского и в приводораздельной части рек Пойма и Правые Брусья разрез наращивается лавами андезитов, андезитодацитов и дацитов с горизонтами туфогравелитов в верхней части [Сясько и др., 2002]. Общей чертой базальт-андезит-риодацитов серии пород славянского комплекса Славянской вулканоструктуры является высокое содержание вкрапленников плагиоклаза, придающих породам своеобразный облик, подчеркивающий их генетическое родство.

Абсолютный возраст высокотитанистых базальтов клерковского комплекса, по данным радиоизотопных датировок, составляет 38-34 млн лет, а экструзивных дацитов славянского – 22.9 млн лет [Рассказов и др., 2004]. Особенности геологического строения и состава вулканических пород Пойменской впадины изложены в публикациях Ю.А. Мартынова и др. [2001], С.В. Рассказова и др., [2004], А.К. Седых [2008] и А.А. Чащина и др. [2013].

2.2. Дорожный карьер – экструзивный купол андезитодацитов славянского комплекса и некк плагиофировых субщелочных базальтов шуфанского комплекса.

Карьер расположен на водораздельном участке между р.р. Брусья и Пойма на сопке Карьерная, где вскрыто экструзивно-лавовое тело андезитодацитов славянского комплекса и прорывающий их некк плагиофировых субщелочных базальтов шуфанского комплекса.

2.3. Сопка Любви – купольные мантийные брекчии внутрикальдерного экструзива дацитов славянского комплекса.

Вершина остроконечной сопки с абс. отм. 164.5 м. Сопка представляет собой экструзив андезитов – южный из цепочки вулканических куполов, приуроченных к зоне магмоконтролирующего разлома северо-западного простирания. На северо-восточном склоне сопки останцовые скалы сложены агглютинатами, являющимися фрагментами агломератовой мантии, которая представляет спекшийся обломочный материал, возникающий вокруг растущего экструзивного купола. Эрозионные останцы мантийной брекчии образуют разнообразные скульптурные формы (фото 13).

2.4. Мыс Мальцева, береговые обнажения – разрез базальт-андезитового стратовулкана.

В береговых обнажениях мыса Мальцева со стороны Славянского залива вскрыты руины стратовулкана базальт-андезитового состава, сформированного в начальную фазу позднеолигоценного – раннемиоценового вулканизма. В разрезе потоки базальтов переслаиваются с пирокластическими отложениями и прорываются экструзивными и дайковыми телами андезитов.



Фото 13. «Каменные истуканы» сложены эксплозивными брекчиями, сформированными при внедрении экструзивных тел андезитов славянского комплекса. На фото **А** на заднем плане видна остроконечная вершина вулканического купола с отм. 164.5 м.

2.5. Мыс Брюса (южные окрестности пос. Славянка) – поток дацитовых лав славянского комплекса со столбчатой отдельностью.

Скалистый абразионный берег мыса Брюса сложен мощным покровом дацитовых лав славянского комплекса с характерной столбчатой отдельностью (фото 14). Породы этого покрова слагают о-ва Антипенко, Сибирякова, Герасимова и юго-восточную часть п-ова Янковского.

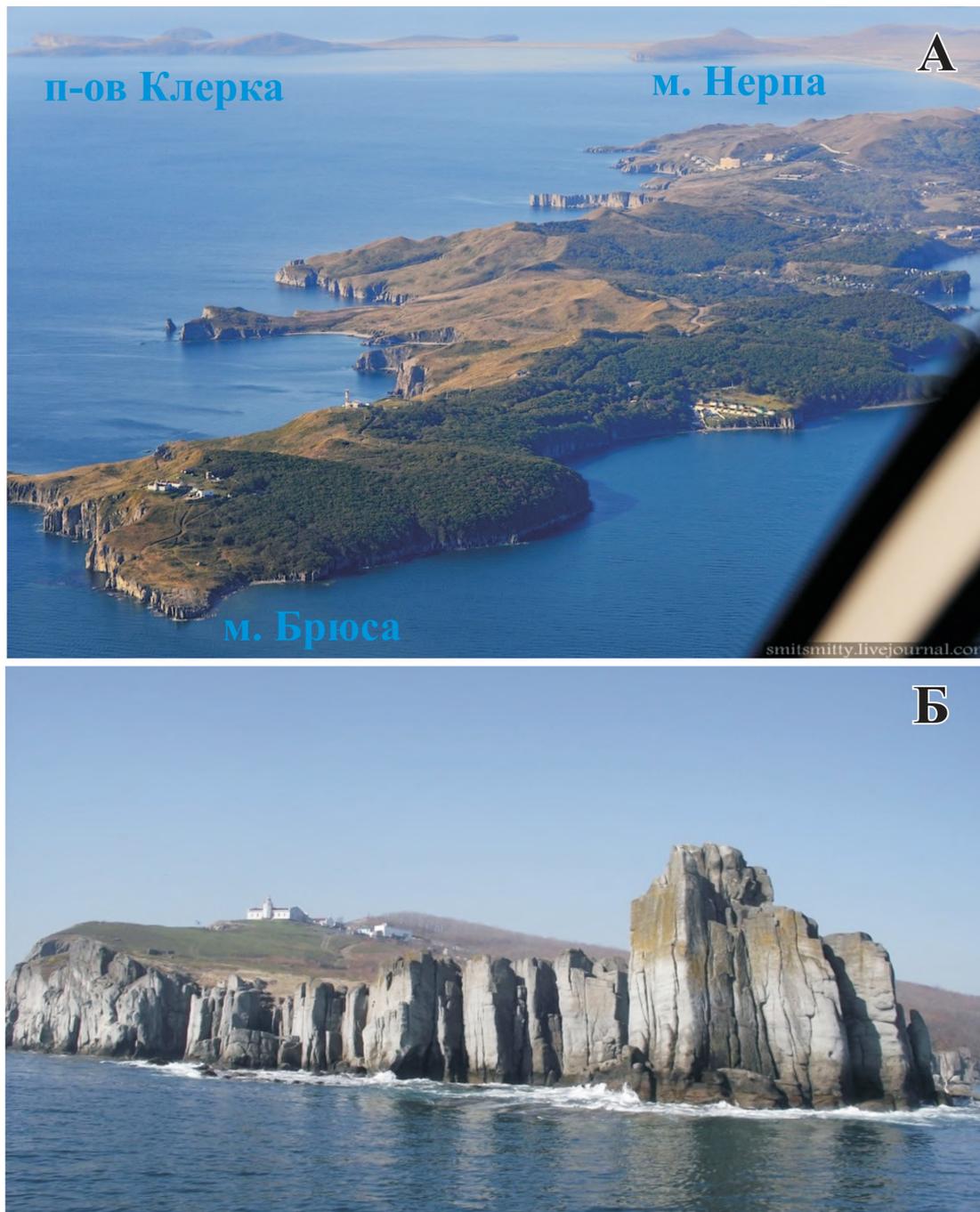


Фото 14. П-ов Брюса (А) сложен мощным покровом дацитовых лав славянского комплекса со столбчатой отдельностью, хорошо выраженной на мысе Брюса (Б). На заднем плане: м. Нерпа, сложенный экструзивными дацитами славянского комплекса, береговые обрывы п-ова Клерка с выходами базальтов и угленосных отложений клерковской толщи.

Источники: А. http://shamora.info/up2/photo_image/cache/full_gallery/43568.1399251848.jpg

Б. http://shamora.info/up2/photo_image/cache/full_gallery/43568.1399251848.jpg

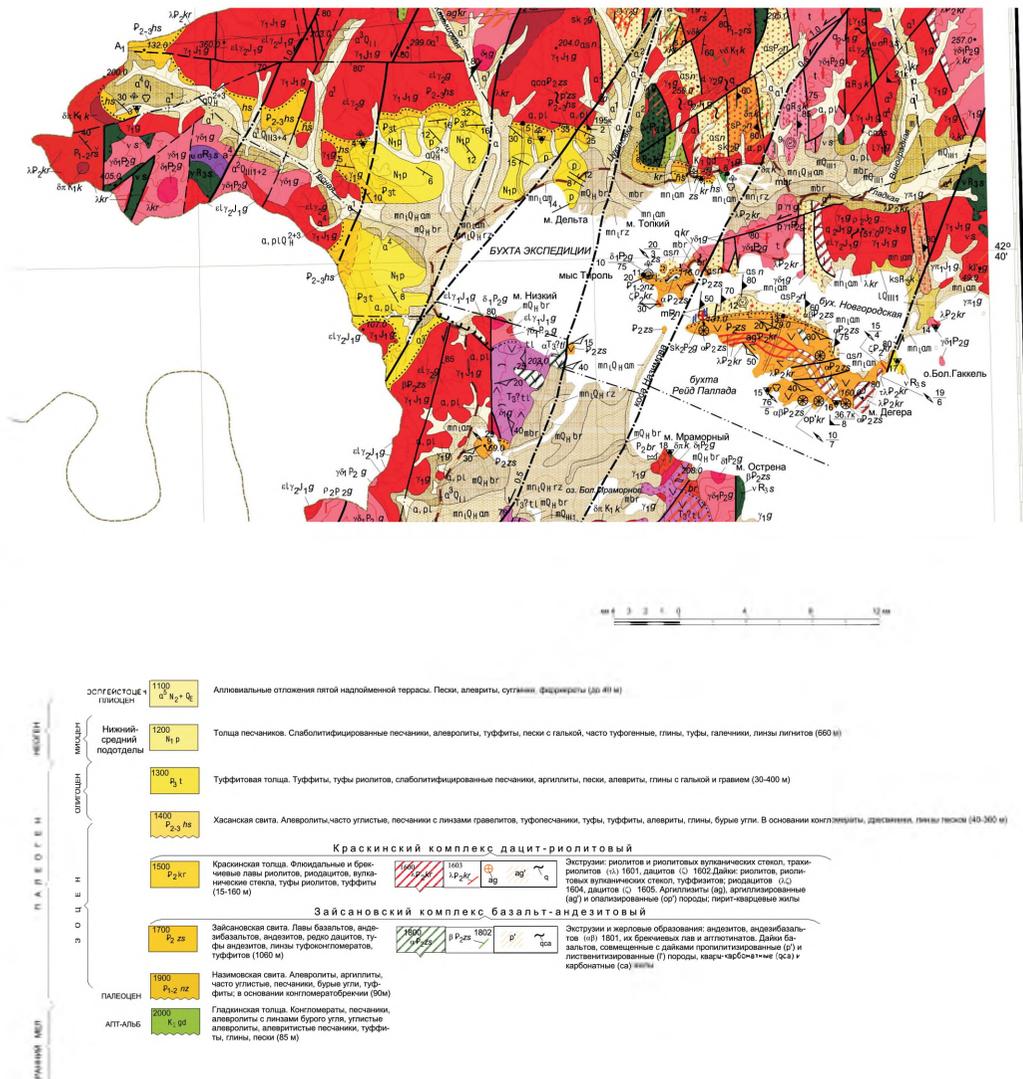
Второй день

Краскинская впадина, п-ов Краббе.

Краскинская впадина расположена на западном побережье залива Посьета (рис. 9). Значительная часть депрессии скрыта под водами бухты Экспедиции и бухты Рейд Паллада, а юго-восточная граница – под водами залива Посьета. В структурном плане восточная и центральная части впадины представляют собой односторонний грабен, протягивающийся на 50 км в северо-западном направлении, при ширине 8-12 км в юго-восточной и центральной частях. На северо-западе он представляет узкий щелевой грабен шириной 2-3 км, протяженностью (на российской территории) 15 км. Юго-западный борт впадины ограничен системой крутых сбросов, падающих на северо-восток, где глубина погружения фундамента достигает 900 м [Кутуб-Заде и др., 2000]. Определяющую роль в заложении и тектоническом развитии Краскинской впадины играли левосторонние тектонические сдвиги северо-восточного простирания [Уткин, Седых, 1984].

Изучение геологического строения района Краскинской впадины началось во второй половине прошлого столетия в связи с открытием в 1859 году участниками экспедиции на фрегате «Паллада» под командованием капитан-лейтенанта Константина Николаевича Посьета на южном берегу бухты Экспедиции первого на Дальнем Востоке России бурогоугольного месторождения – «Посьетских копей». Его добыча началась уже в апреле 1860 г. командой моряков под руководством лейтенанта П.Н. Назимова – основателя Новгородского поста в заливе Посьета. Первые геологические исследования Ф.П. Шмидта (1861 г.), Д.Л. Иванова (1886 г.), М.К. Елиашевича (1919 г.) и др. ограничивались маршрутами по углепроявлениям Посьета и в полосе угленосных отложений побережья бухты Экспедиции. Наиболее детальное геологическое изучение территории в начале 20-х годов провел известный дальневосточный геолог Э.Э. Анерт, который впервые привел списки флоры из третичных отложений района и определил возраст угленосной свиты как позднепалеогеновый, сопоставив ее породы с нижнедуйской свитой о. Сахалин. Первые среднемасштабные геологические карты, созданные в 20-е – 30-е годы В.М. Принадой (1928 г.) и Н.Е. Гухманом (1934 г.) к настоящему времени устарели. Предвоенный период исследований ознаменовался развертыванием разведочных работ на Хасанском бурогоугольном месторождении. Н.И. Кусовым (1937 г.) составлен первый послойный разрез третичных отложений на месторождении, сделан вывод о его значительных потенциальных возможностях. Важнейшими исследованиями являются геологосъемочные работы масштаба 1:50 000, проведенные Г.М. Власовым в 1943-44 гг. на площади Хасанского бурогоугольного месторождения. Стратиграфическая схема кайнозоя Краскинской впадины, составленная им, долгое время служила основой для всех последующих геологосъемочных работ и научных публикаций.

Тесная взаимосвязь процессов сдвиговой тектоники, вулканизма и угленакопления в Краскинской впадине была впервые обоснована в работе [Уткин, Седых, 1984]. Авторы пришли к выводу, что «углеобразование в депрессиях протекало над участками коры с повышенной проницаемостью для глубинных энергоресурсов и вещества... которые, по-видимому, играли весьма важную роль на протяжении всего процесса углеобразования – от стимуляции роста растений до углефикации их захороненных остатков [там же, с. 1200]. ...связанные с вулканизмом периодические выбросы плодородных пеплов, поступление умеренных доз тепла, создающего относительно устойчивое локальное потепление, постоянная циркуляция по разломам подземных вод, обогащенных микроэлементами... стимулировали рост растений. Такие условия обеспечивали существование в течение длительного времени своеобразных «оазисов» в пределах, которых в депрессионных просядках накапливалась растительная масса. После захоронения растительных остатков продолжавшееся поступление... глубинного тепла способст-



Система	Отдел	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика подразделений
НЕОГЕНОВАЯ	МИОЦЕНОВЫЙ	N, p		660	Толща песчаников. Слаболитифицированные песчаники и алевролиты, туффиты, пески с галькой, часто туфогенные, глины, туфы, галечники, линзы лигнитов. В западной части ареала переслаивание косослоистых песков, песчаников, галечников.
			ПАЛЕОГЕНОВАЯ	ОЛИГОЦЕНОВЫЙ	P ₃ l
ЭОЦЕНОВЫЙ	P ₂₋₃ hs	40-360			Хасанская свита. Переслаивание алевролитов, часто углистых, песчаников с линзами гравелитов, туфогалечников, туфов, туффитов, алевроитов, глин, бурых углей. В основании разреза конгломераты валунно-галечные с линзами туфов песков дресвянки. Флора: <i>Taxodium cf. tinajorum</i> , <i>Metasequoia occidentalis</i> , <i>Aesculus cf. longipetiolatus</i> . Пыльца: <i>Ulmoidesipites</i> , <i>Engelhardia quietus</i> , <i>Quercus graciliformis</i> , <i>Gleichenia</i> и др.
	P ₂ kr	15-160		Красинская толща. Флюидальные и брежневые лавы риолитов, риодацитов, вулканические стекла, туфы риолитов, туффиты (15-160 м).	
ПАЛЕОЦЕНОВЫЙ	ЗОЦЕНОВЫЙ	P ₂ zs			1060
			P ₁₋₂ nz	90	Назимовская свита.* Алевролиты, аргиллиты, часто углистые, песчаники, бурые угли, туффиты. В основании разреза конгломератобрекчи. Флора: <i>Magnolia cf. ingletfieldii</i> , <i>Populus amaudii</i> , <i>P. celastrophylla</i> , <i>Fraxinus sp.</i> , <i>Zizyphus aff. hyperborea</i> , <i>Viburnum cf. asperum</i> .

Рис. 9. Геологическая карта Краснинской впадины по (Гос. геол. карта м-ба 1:200 000, лист К-52-ХI-XVII)

вовало их углефикации» [там же, с. 1203]. О благоприятных климатических условиях эоцен-олигоценного периода угленакопления свидетельствует высокая термофильность флоры Краскино [Павлюткин, Чекрыжов, 2014].

Фундамент впадины сложен разновозрастными позднепалеозойско-мезозойскими осадочными, метаморфическими и магматическими образованиями. Наиболее древними породами, выполняющими Краскинскую впадину, являются осадочные породы назимовской свиты (палеоцен), сложенной в основании конгломератобрекчиями и перекрывающими их песчаниками, аргиллитами с растительными остатками, туффитами и горизонтами бурых углей. Свита, распространена только в северной части п-ова Новгородский, где она перекрывается андезитами зайсановской свиты. Мощность свиты составляет 90 м. Некоторые исследователи считают, что флороносные отложения назимовской свиты имеют эоценовый возраст и должны выделяться в составе хасанской свиты [Павлюткин и др., 2006].

Зайсановский комплекс (эоцен) представлен здесь базальтами, андезитобазальтами, андезитами, туфами, туфоконгломератами и линзами туффитов. Породы комплекса слагают руины сложной вулканической постройки на полуостровах Новгородский и Краббе, а также в восточном замыкании Краскинской впадины. В андезитах и дацитах зайсановского комплекса часто встречаются ксенокристы кварца и кислого плагиоклаза. Абсолютный Ar/Ar возраст базальтов и андезитов зайсановского комплекса составляет 39-35 млн лет [Рассказов и др., 2004, Чашин и др., 2013].

Краскинский комплекс (эоцен) сложен флюидальными и брекчиевыми лавами риолитов, риодацитов, вулканическими стеклами, туфами риолитов и туффитами, слагающими вулканические постройки на восточном берегу бухты Экспедиции и полуостровах Новгородский и Краббе. На п-ове Краббе кислые эффузивы прорывают базальты, андезиты и дациты зайсановского комплекса слагая самостоятельные вулканические постройки. В районе Краскино (северный борт бухты Экспедиции) лавы и туфы риолитов с размывом перекрываются вулканогенно-осадочными отложениями хасанской свиты. Абсолютный Rb/Sr возраст риолитов краскинского комплекса варьирует от 36.7 до 34.5 до млн лет [Попов и др., 2001; Рассказов и др., 2004].

Хасанская свита (эоцен-олигоцен), с которой связана промышленная угленосность, распространена в бассейнах рек Цукановки и Камышовый. Нижняя часть её сложена конгломератами, дресвяниками с линзами туфов и песков. В верхней части развиты алевролиты, часто углистые, песчаники с линзами гравелитов, туфопесчаники, туфы, туффиты, алевриты, глины и пласты бурого угля, четыре из которых имеют промышленные параметры. Хасанская свита с размывом залегает на риолитах краскинского комплекса и согласно перекрывается туффитовой толщей. Верхняя граница её проводится по кровле верхнего угольного пласта, который в центральной части впадины служит маркирующим горизонтом [Кутуб-Заде и др., 2000].

Туффитовая толща (олигоцен), слагающая верхнюю часть кайнозойского разреза Краскинской впадины, согласно залегает на верхнем угольном пласте хасанской свиты и согласно перекрывается толщей песчаников раннего миоцена. Туффитовая толща сложена туффитами, туфами риолитов, слаболитифицированными песчаниками и аргиллитами, песками, алевритами, глинами с галькой и гравием. Для пород толщи отмечается уменьшение степени туфогенности в направлении с востока на запад. По данным изучения ископаемой флоры, туффитовая толща относится к олигоцену [Павлюткин и др., 2006; Павлюткин, Чекрыжов, 2014].

Толща песчаников (ранний миоцен) завершает разрез выполняющих впадину вулканогенных и осадочных образований. Она сложена слаболитифицированными песчаниками, алевролитами, туффитами, песками, алевритовыми туфами и глинами, залегающими согласно на туффитовой толще [Кутуб-Заде, 2000]. Особенности геологического строения и вещественного состава вулканических пород Краскинской впадины изложены в публикациях

Г.М. Власова [1949], В.П. Уткина, А.К. Седых [1984], А.К. Седых [1989], Ю.А. Мартынова и др. [2001], В.К. Попова и др. [2001, 2003, 2006], С.В. Рассказова и др., [2004], А.А. Чащина и др. [2013].

В районе посёлка Краскино, на п-овах Новгородский и Краббе выделяется несколько вулканических центров, связанных с извержениями как основных, так и кислых лав. Так, базальты и андезиты слагают крупную постройку стратовулкана, останцы которого обнажаются на западном берегу бухты Экспедиции, на п-ове Новгородский и п-ове Краббе. Кислые эффузивы слагают экструзивно-лавовые купола, сложенные перлитами и флюидалными риолитами, пирокластические покровы, дайки и трещинные межпластовые тела туффзитов и эксплозивные брекчии.

П-ов Краббе являлся наиболее активным центром проявления бимодального (базальт-риолитового) вулканизма (рис. 10). В настоящее время он представляет опрокинутый в результате обрушения базальт-андезитового стратовулкана блок вулканической постройки, осложненной возникшими позднее центрами извержений кислой магмы. Останцы постройки возвышаются над более молодыми впадинами (бухты Экспедиции, Новгородская, залив Посьета). В северо-западной части п-ова на поверхность выходят палеозойские породы фундамента постройки. В береговых обнажениях можно ознакомиться с особенностями строения вулканических построек и слагающих их геологических тел: вулканических жерловин, экструзивных куполов, эксплозивных брекчий, лавовых потоков, пирокластических отложений, сложенных продуктами разноглубинного вулканизма (базальтами, андезитами и риолитами). Особое значение имеют интрузивные пирокластиты (туффзиты) кислого состава, выходы, которых создали особую форму рельефа – вулканогенные куэсты [Попов, 2013а].

2.6. Вершина г. Дегера (Майет) – экструзивный купол флюидалных риолитов вулкана г. Дегера.

Центральная часть экструзивного риолитового купол г. Дегера (ранее г. Майет, абс. отм. 160.2 м) сложена флюидалными риолитами желтовато-серой окраски. Экструзивное тело имеет неправильную вытянутую в северо-восточном направлении форму. Экструзив на контакте с вмещающими его андезитами зайсановского комплекса сложен вулканическими стеклами (перлитами) темно-серого или черного цвета. Они образуют зону закалки мощностью от 20 до 50 м. На южном склоне г. Дегера обнажается поток флюидалных риолитов шириной около 500 м., который сложен в центральной части флюидалными риолитами, а на контакте с вмещающими андезитами – вулканическими стеклами (перлитами).

2.7. Береговые обнажения мыса Дегера – вулканическая постройка г. Дегера в разрезе, проявление опал-халцедоновой минерализации в сферолондах.

Скалистые береговые обрывы мыса Дегера сложены разными фаціальными типами вулканических пород, слагающих постройку риолитового вулкана г. Дегера (фото 15). На мысе Дегера вулканические стекла (перлиты) слагают экструзивные и покровные тела. Здесь выделяется экструзивное тело (некк), выполняющее подводный канал вулканической постройки центрального типа и два субвулканических тела перлитов, сформированные на периферии вулканической постройки (рис. 11).

В 440 м к западу от мыса Дегера в стенке обрыва, сложенной экструзивными вулканическими стеклами черного цвета, обнажается крупный линзовидный блок (ксенолит) кластогенных пепловых туфов риолитов размером 15x65 м (фото 16). Порода сложена угловатыми, изометричными, линзовидными обломками кремневых пепловых туфов (вулканического стекла?) зелено-фисташкового цвета, погруженных в литифицированную основную массу сиренево-коричневого цвета. Под микроскопом отчетливо видна пепловая текстура основной массы с рогульками вулканического стекла. В обломках, по данным геолога Южно-Приморс-

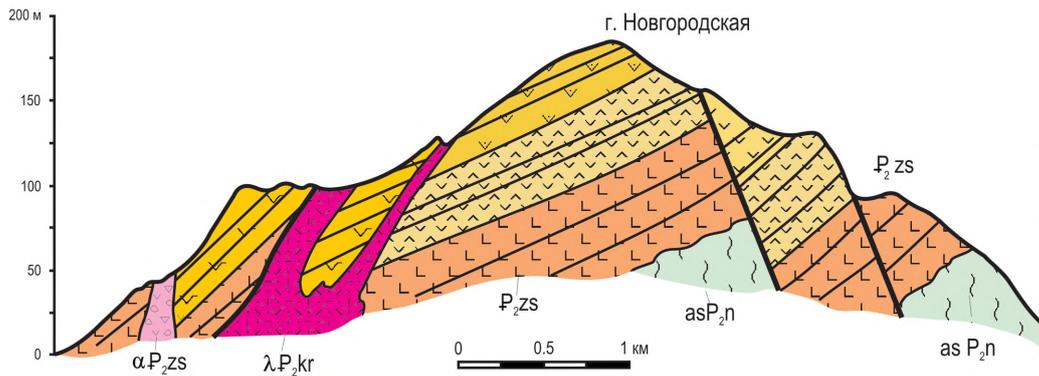
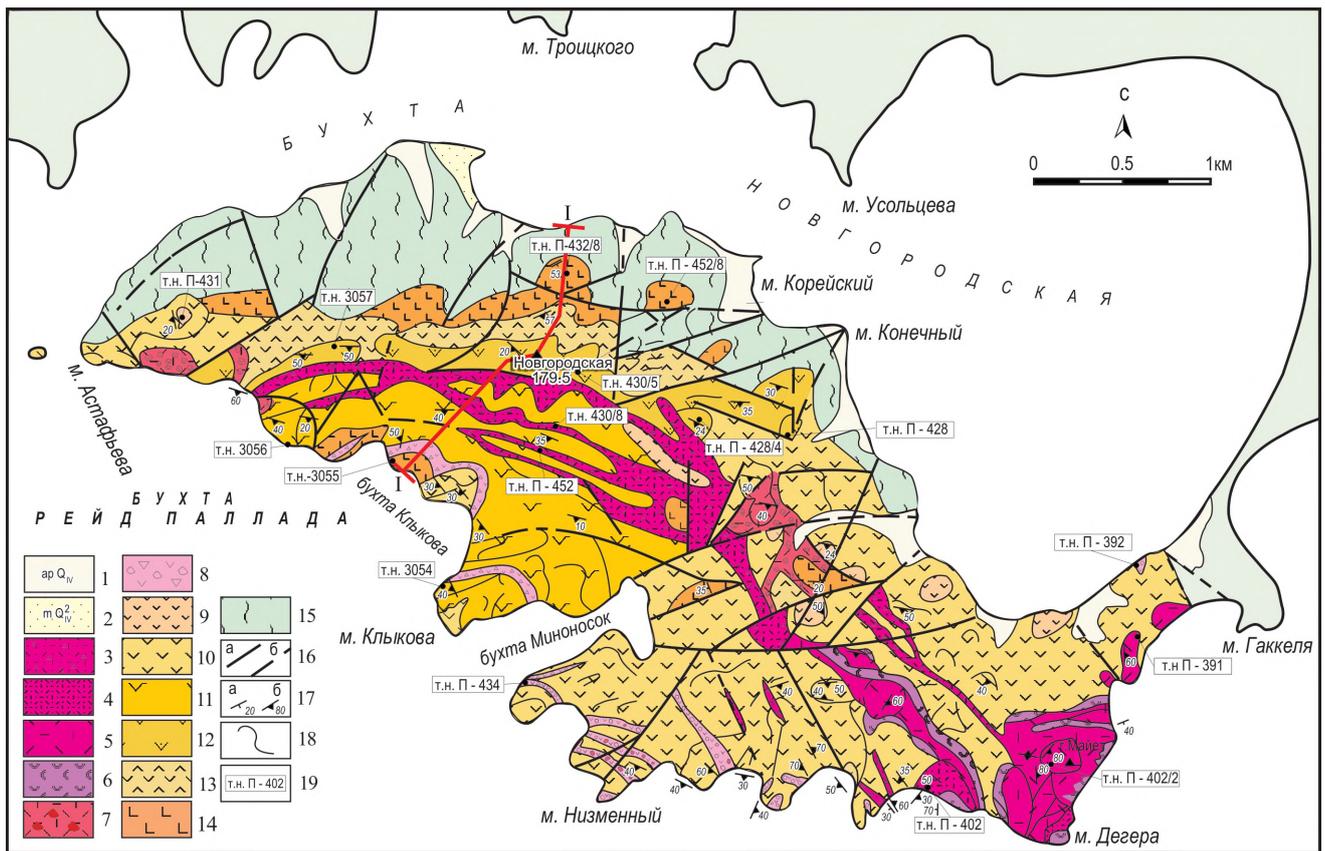


Рис. 10. Схематическая геологическая карта п-ова Краббе.

1-2 – четвертичные аллювиальные континентальные (1) и морские (2) отложения; 3-6 зоценовые эффузивы краскинского комплекса: 3 – туффизиты; литокластические туфы и ксенотуфы; 5 – риолиты; 6 – вулканические стекла; 7 – эруптивные брекчи риолитов; 8-14 – зоценовые эффузивы зайсановского комплекса: 8 – жерловины и эруптивные брекчи андезитов; 9 – андезиты экструзивные; 10 – андезиты эффузивные; 11 – гиалоандезиты и андезитодациты; 12 – лавы андезитов с ксеногенным кварцем; 13 – андезитодациты и дациты; 14 – базальты; 15 – метаморфические породы фундамента вулканической постройки; 16 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – ориентировка углов падения (а) и флюиальности (б); 18 – контуры геологических тел, выраженных в рельефе (по аэрофотоснимкам); 19 - опорные точки наблюдения.



Фото 15. Выходы андезитов, (темно-серые породы на переднем плане), флюидалных риолитов (красновато-коричневые породы), туфов риолитов и цеолитизированных перлитов (белые породы) и вулканических стекол (черные породы) в береговых обрывах западной части мыса Дегера на п-ове Краббе.



Фото 16. Ксенолит декоративных пепловых туфов (линзовидное тело в центре) в вулканических стеклах мыса Дегера.

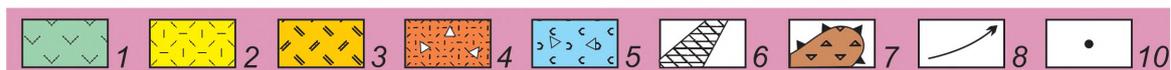
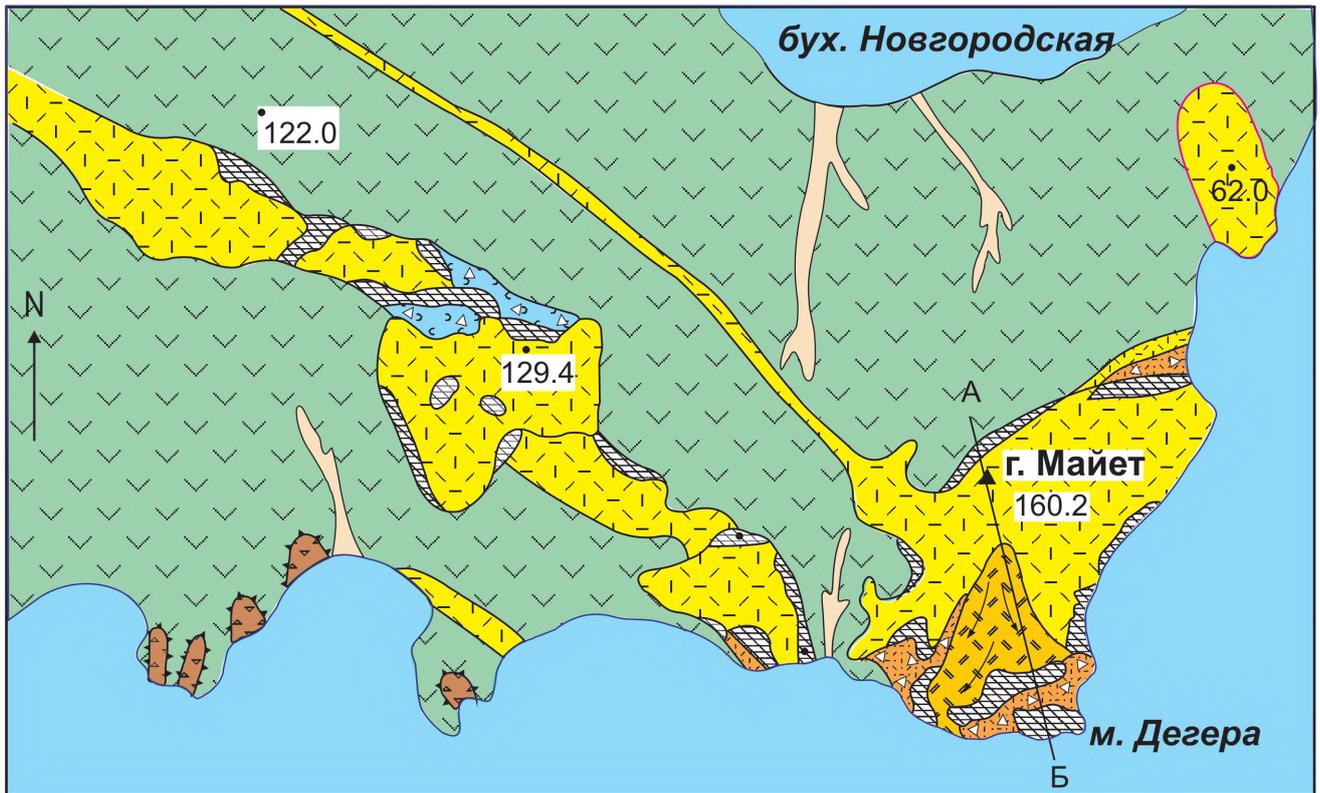


Рис. 11. Схематическая геологическая карта юго-восточной части п-ова Краббе (по Е.Ф. Семенову с дополнениями).

1 – андезиты; 2 – экструзивные тела риолитов; 3 – лавовый поток риолитов вулкана г. Майет; 4 – туфы и ксенотуфы риолитов; 5 – эксплозивные тела риолитов; 6 – вулканические стекла; 7 – зруптивные тела и жерловые брекчии андезитов; 8 - направление течения лавового потока; 10 – точки отбора образцов.

кой геолого-съёмочной экспедиции Е.Ф. Семенова, проводившего изучение этих образований на возможность использования их в качестве декоративно-поделочного сырья, хорошо различимы реликты перлитовой структуры.

Кроме того, в береговом обрыве мыса Дегера развиты цеолитизированные туфы риолитов и вулканические стекла, содержащие многочисленные сферолиты, внутренняя часть которых выполнена опалом, халцедоном и (или) кварцем. Во внешней оторочке девитрифицированного и окварцеванного вулканического стекла, как правило, присутствуют ксенолиты андезитов темно-серого цвета (фото 17), захваченные во время экструзии риолитов. Размер сферолоидных образований от 2-5 до 30-40 см в поперечнике. Сферолоиды с опаловой минерализацией имеют размер от 10 до 15 см в поперечнике. Опалы имеют желтую и зеленую окраску, часто они полупрозрачны (фото 18). Восточнее мыса Дегера (бухта Каменной Сказки) перлиты содержат прожилки розового тонкозернистого кварца и халцедона.



Фото 17. Ксенолиты андезитов в кислых стеклах обуславливают их сферолоидную раскристаллизацию с образованием пустот и последующим выполнением опалом, халцедоном и кварцем.

2.8. Безымянная бухта в западной части мыса Дегера – покровные вулканические стекла и туфы риолитов краскинского комплекса.

На левом борту бухты Безымянная мощный покров черных вулканических стекол залегает на витролитокластических (пепловых) туфах риолитов, содержащих крупные обломки и глыбы пород фундамента постройки (фото 19). Вулканическое стекло лавового потока представлено обсидианоподобными перлитами черного цвета со стеклянным блеском поверхности скола.

2.9. Бухта Агатова – экструзивный купол ультракалиевых риолитов.

Левый борт бухты Агатовой сложен андезитами зайсановского комплекса. На правом борту обнажается экструзивное тело ультракалиевых флюидальных риолитов и перлитов. Вулканические стекла слагают зону закалки экструзива.

2.10. Береговые обнажения между бухтами Агатовой и Базовой – ксенотуфы риолитов и экструзивное тело цеолитизированных перлитов.

К западу от бухты Агатовой обнажается толща слоистых туфов и ксенотуфов риолитов – породы которые состоят из обломков (до 80% объема) пород палеозойского фундамента вулканической постройки (амфиболитов, гнейсов, сланцев, гранитов и др.), сцементированных пепловым материалом (фото 20). Ксенотуфы имеют крутое падение, обусловленное внедрением экструзивного тела, сложенного цеолитизированными вулканическими стеклами.

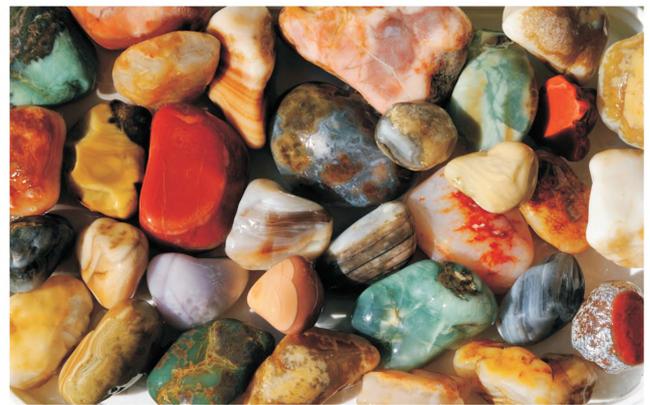
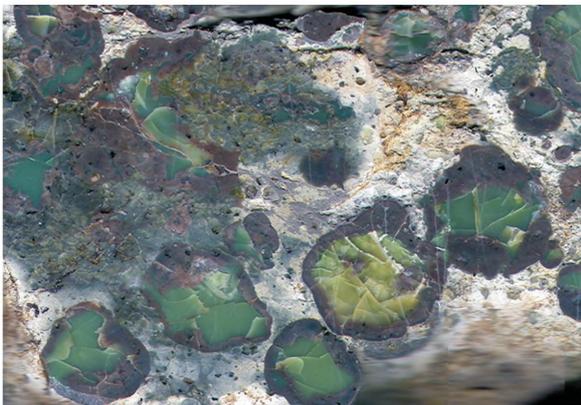


Фото 18. Экструзивное тело флюидальных риолитов (высота 129.4 м) на контакте с вмещающими андезитами сложено водосодержащими вулканическими стеклами (передний план) с которыми связано проявление декоративно-подделочных камней из семейства кремнезема. Фото Е. Кравцовой ниже справа.



Фото 19. Мощный покров черных вулканических стекол залегает на туфах риолитов (А), содержащих крупные обломки и глыбы пород фундамента постройки; Б – деталь строения.

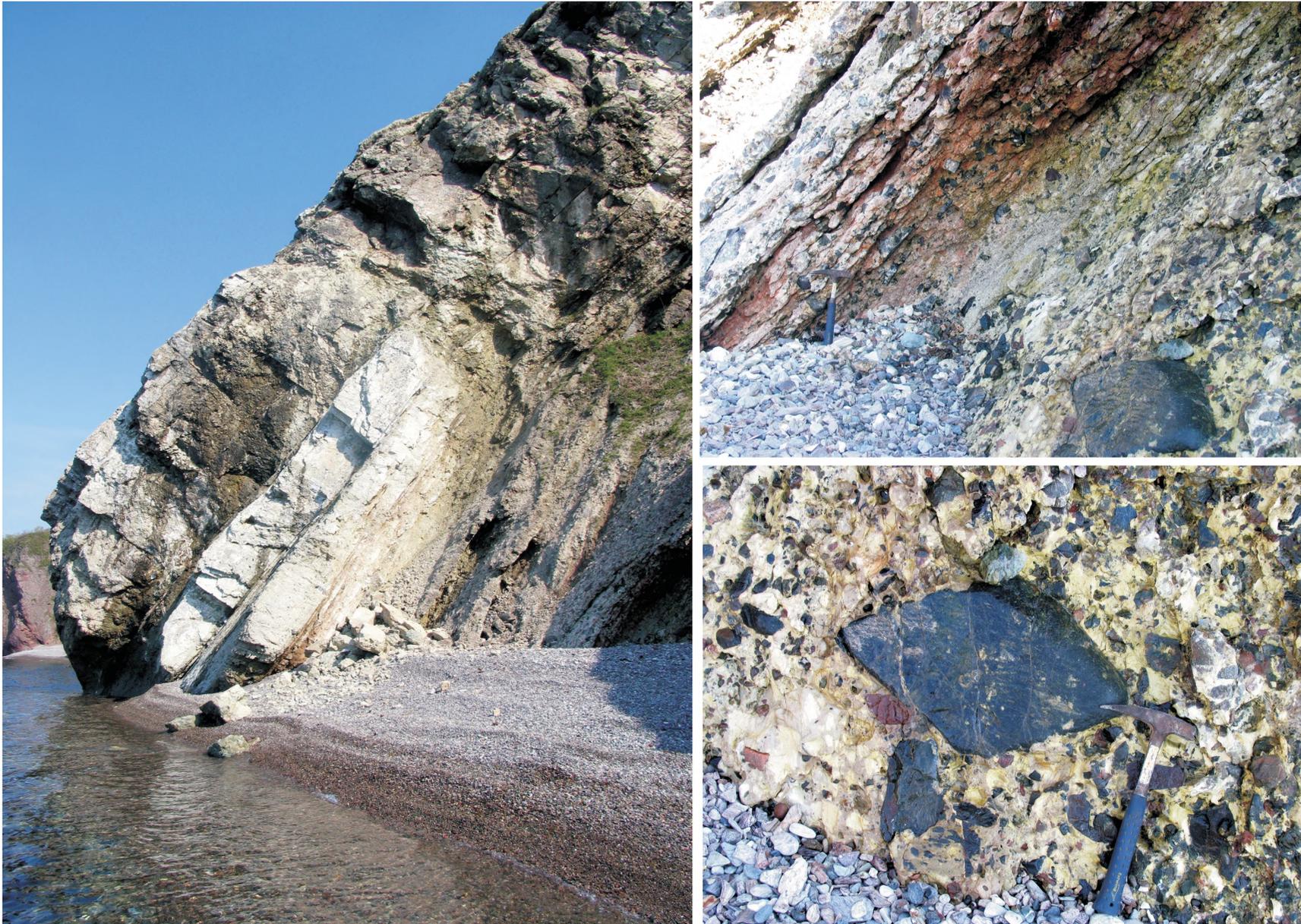


Фото 20. Строение толщи пепловых туфов и ксенотуфов риолитов краскинского комплекса, слагающих постройку вулкана Дегера на п-ове Краббе.

2.11. Береговые обнажения от бухты Базовой до бухты Островной – строение поленообразного лавового потока и экструзивного тела андезитов в разрезе.

На правом борту бухты Базовой находится хорошо выраженное в рельефе поленообразное тело андезитовых лав с хорошо выраженной структурой течения в лавовой «трубе» (см. фото 7). На мысе между бухтами обнажается веерообразное экструзивное тело андезитов, внедрившихся и заполнивших жерловину вулкана. Породы жерловой фации прорваны взрывными брекчиями риолитов краскинского комплекса.

2.12. Бухта Островная – туфы андезитодацитов, агглютинаты и окисленные шлаки базальтов и андезитов зайсановского комплекса.

В бухте Островной небольшой островок представляет останец покрова андезитовых лав, продолжающихся на склоне п-ова Краббе. Береговые обнажения сложены агломератовыми туфами, агглютинатами и окисленными шлаками андезитов часто с ячеистой поверхностью выветривания (фото 21). Здесь же обнажается покров роговообманковых туфов дацитов зайсановского комплекса.

Третий день.

Краскинская впадина, п-ов Краббе.

2.13. Главный водораздел п-ова Краббе – строение вулканогенных куэст как основных рельефообразующих элементов полуострова.

Водораздельный хребет п-ова Краббе между вершиной с отм. 158.1 и г. Новгородской (абс. отм. 179.5 м). Знакомство со строением вулканогенных куэст и выходами туффзитов, прорывающих потоки андезитовых лав.

2.14. Береговые обнажения бухты Миноносок – дайки туффзитов и псевдоконгломератов.

Береговые обнажения мыса Крейсерак и бухты Миноносок. Коренные выходы андезитов и взрывных туфоконгломератов и даек туффзитов риолитового состава (см. фото 9-11).

2.15. Береговые обнажения между бухтами Миноносок и Островная – жерловины, неки и экструзивные тела андезитов зайсановского и риолитов краскинского комплексов.

Береговые обнажения в районе мыса Низменного, вскрывающие вулканические жерловины, экструзивные тела, лавовые потоки и туфы базальт-андезитового состава (см. фото 5).

Четвертый день

Краскинская впадина, П-ов Новгородский

Полуостров Новгородский представляет собой смещенный левым сдвигом останец базальт-андезитового стратовулкана п-ва Краббе. Породы вулканической постройки прорваны взрывными брекчиями, экструзивными телами флюидальных дацитов, серией даек и жил туффзитов краскинского комплекса (см. рис. 12).

2.16. Береговые обнажения в районе пос. Посьет от мыса Шелеха до мыса Тироль – лавы андезитов зайсановской толщи, туфы риолитов, взрывные брекчии и жильные тела туффзитов краскинского комплекса.

В центральной части бухты Поставая коренной выход витрокристаллокластических туфов риолитов краскинского комплекса. В береговых обнажениях покровные андезиты, прорываю-



Фото 21. Ячеистая поверхность выветривания в окисленных шлаках и туфах андезитового состава.

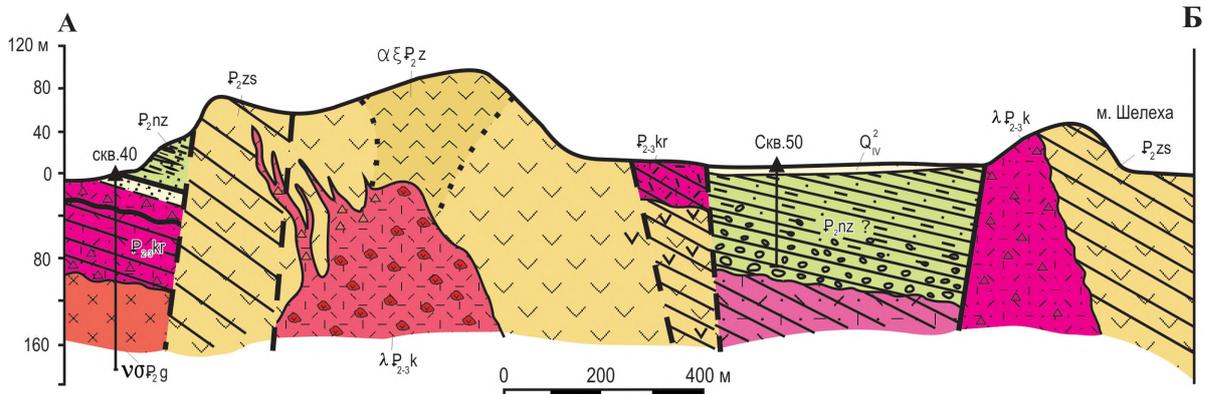
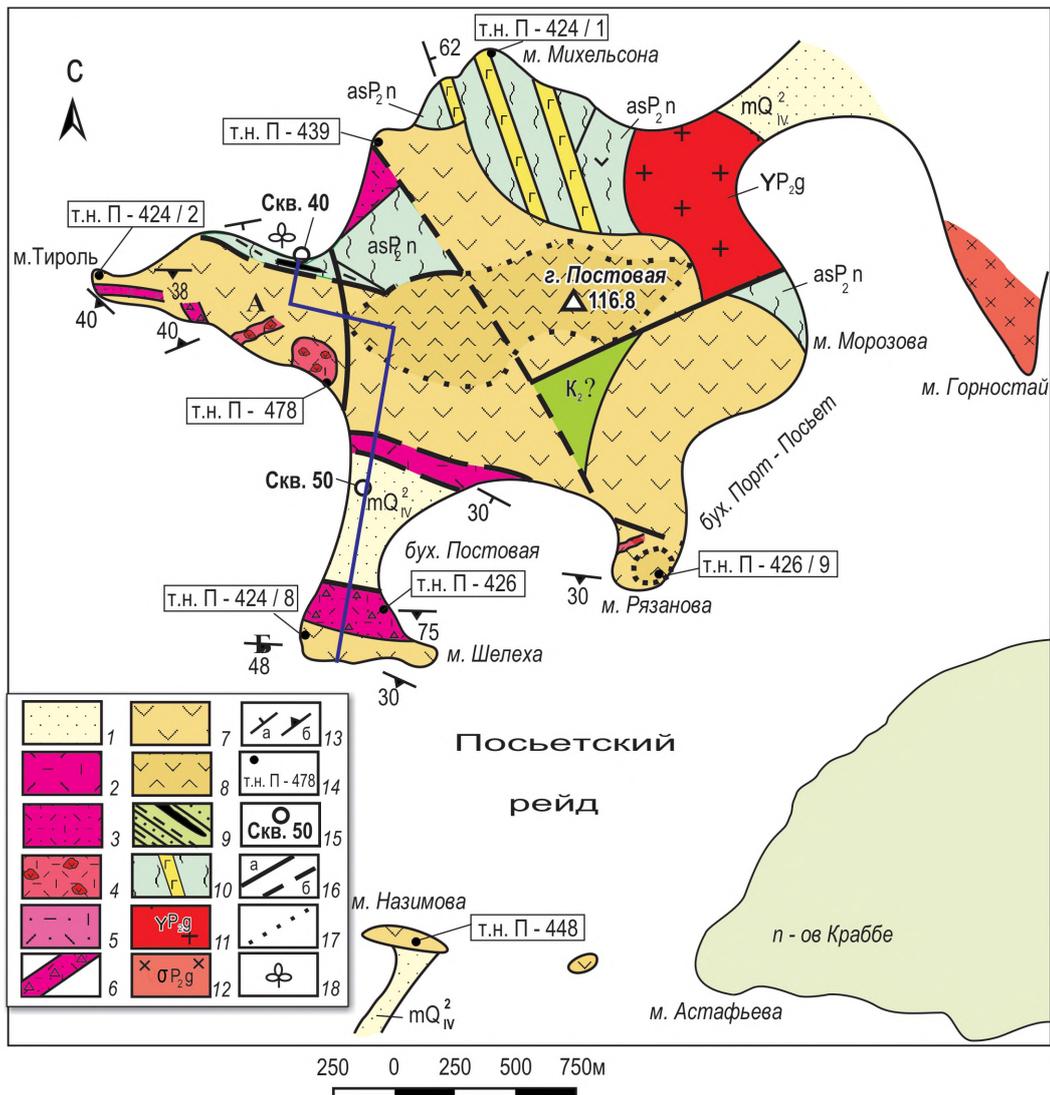


Рис. 12. Схематическая геологическая карта и разрез п-ва Новгородский.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2-6 – эоценовые эффузивы краскинского комплекса: 2 – риолиты и риодациты; 3 – туфы риолитов; 4 – эруптивные брекчии; 5 – туффзиты; 6 – туфы риолитов новопосыетской свиты (?); 7-8 – эоценовые эффузивы зайсановского комплекса: 6 – андезиты; 8 – андезитодациты; 9 – угленосные отложения назимовской свиты; 10 – метаморфические породы фундамента; 11-12 – граниты (11) и диориты (12) пермского возраста; 13 – ориентировки падения (а) и флюиальности (б); 14 – точки наблюдения; 15 – скважины; 16 – разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 17 – фациальная граница между андезитами и андезитодацитами; 18 – места находок ископаемой флоры.

щие их тела экструзивных риодацитов, эруптивных брекчий и туффизитов краскинского комплекса. В взплзвнх брекчнх в результате эрознонных волновых процессов была сформирована глубокая волноприбойная ниша, в которой расположен многослойный археологический памятник «Посьетский грот» (фото 22).

2.17. Береговые обнажения мыса Тироль (северная сторона) – разрез назимовской угленосной свиты.

Выходы отложений назимовской угленосной свиты и перекрывающих андезитов зайсановского комплекса. Открытие ископаемых углей на мысе Тироль произошло 1859 году во время нахождения в заливе Посьета русской эскадры. Уже в 1860 году под руководством морского офицера Назимова здесь была организована добыча угля, необходимого для заправки судов. Это были первые угольные копи на Дальнем Востоке России [Власов, 1944 г.].

2.18. Северный берег бухты Экспедиции в районе устья р. Гладкая и поселка Зайсановка – базальты зайсановского комплекса, выходы в береговых обнажениях хасанской свиты и экструзивного тела риолитов краскинского комплекса.

На северном берегу бухты Экспедиции находится стратотипические разрезы хасанской свиты и толщи туффитов (рис. 13). В береговых расчистках вскрыты взаимоотношения между базальтами зайсановской свиты, риолитами краскинской свиты и налегающими на них угленосными отложениями хасанской свиты (рис. 14). В береговых обрывах бухты Экспедиции наблюдаются коренные выходы риолитов, вулканических стекол и туфобрекчий краскинского комплекса и залегающих на них отложений хасанской свиты. В выемке автомобильной дороги вскрыт контакт между базальтами зайсановского комплекса и налегающими на них риолитами краскинского комплекса.

2.19. Краскинское бурогольное месторождение – местонахождение ископаемой флоры Краскино (ранний олигоцен) и дайка апатитоносных туффизитов.

В небольшом карьере обнажаются флороносные слои туффитовой толщи (фаташинской свиты, по Г.М. Власову) с уникальным сообществом термофильных древних растений [Павлюткин, Чекрызов, 2014]. В стенке карьера слоистые породы туффитовой толщи (туфоалевролиты и туфопесчаники) прорываются маломощной дайкой туффизитов (см. рис. 3), для которой характерно высокое содержание апатита (до 3.5%).



Фото 22. Посьетский грот расположен на обрывистом юго-западном берегу мыса Тироль в бухте Экспедиция. Представляет многослойный археологический памятник (5 тыс. лет до н.э.), который был открыт в 1926 г. сотрудником ТИПРО А.И. Разиным. В 1988 г. археологом Ю.Г. Никитиным в Посьетском гроте было обнаружено и изучено погребение янковского времени (XI-V века до н.э.).

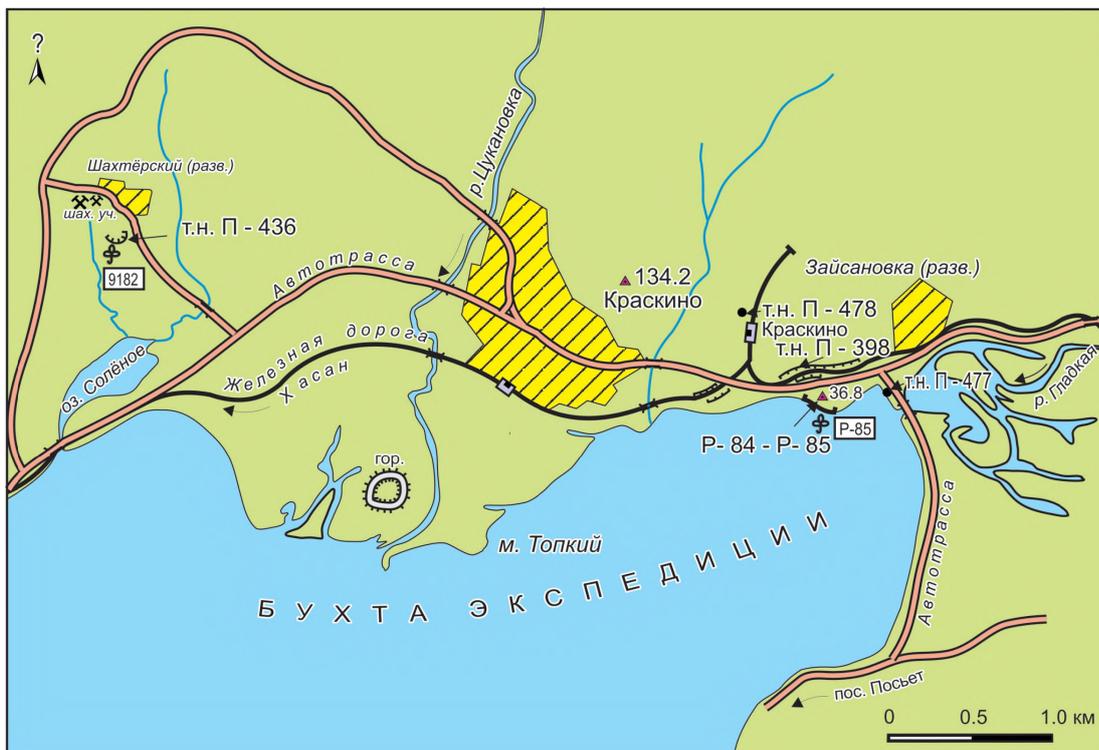


Рис. 13. Схема расположения расчисток и опорных точек наблюдения на северном берегу бухты Экспедиции (Краскинская владина).

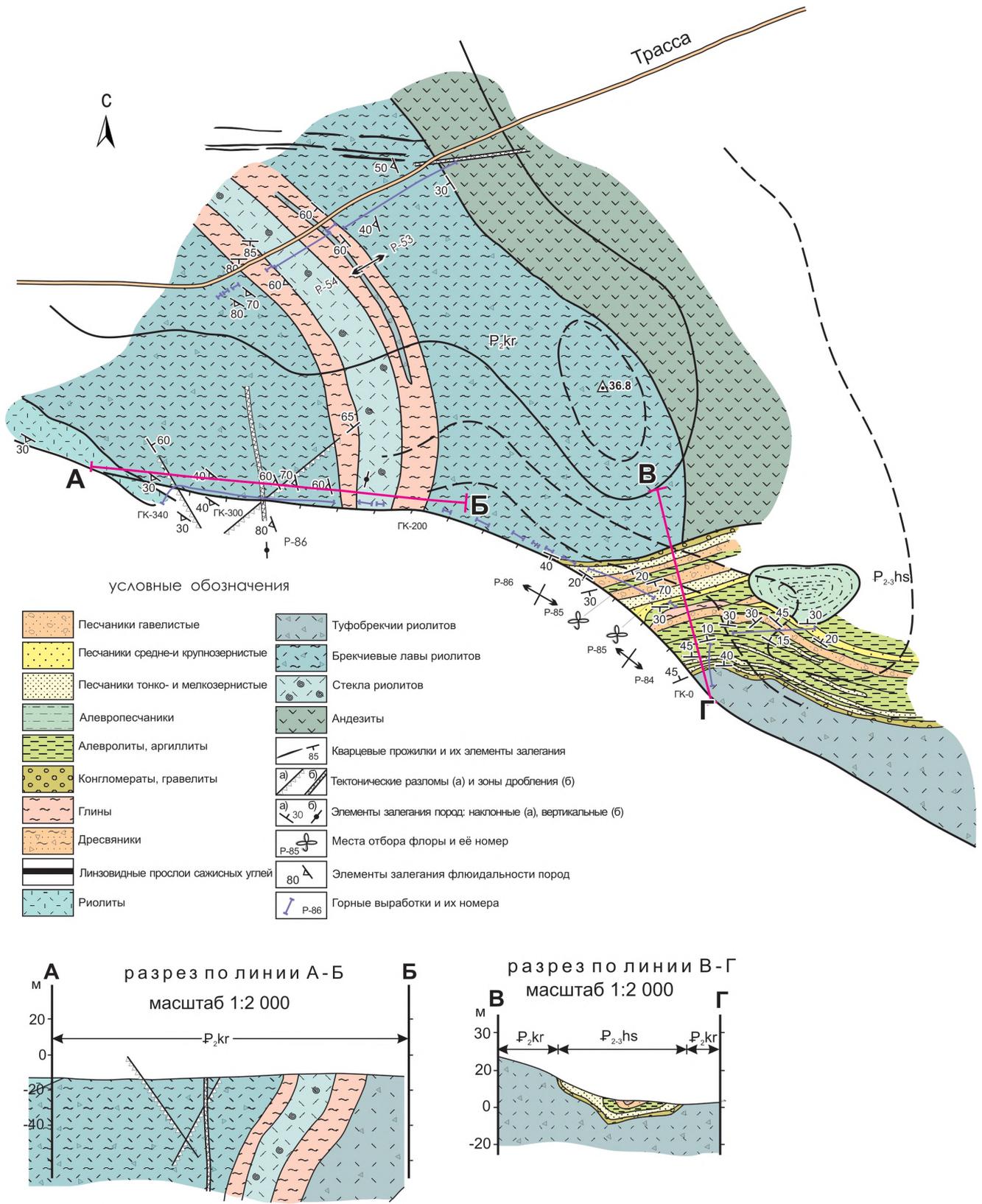


Рис. 14. Геологическое строение экструзивного тела риолитов краскинского комплекса и хасанской свиты на северном берегу бухты Экспедиции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брандт И.С., Рассказов С.В., Попов В.К., Брандт С.Б.* Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий-аргонового датирования (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 4. С. 75-89.
- Бушляков И.Н.* Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования // Доклады АН СССР. 1969. Т. 186, № 4. С. 1154-1157.
- Варнавский В.Г., Мальшев Ю.Ф.* Восточно-Азиатский грабенный пояс // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 3-13.
- Великославинский С.Д.* Геохимическая типизация кислых магматических пород ведущих геодинамических обстановок // Петрология. 2003. Т. 11, № 4. С. 363-380.
- Власов Г.М.* Геология и угленосность Хасанского бурогольного месторождения Приморского края. Отчет о геолого-съёмочных работах масштаба 1:50 000 Хасанской партии в 1943-1944 гг. Хабаровск. 1944 г.
- Власов Г.М.* Третичные отложения Сихотэ-Алиня. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Л.: ВСЕГЕИ. 1949. 26 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. /Отв. ред. А.И. Ханчук / Кн. 1. Владивосток: Дальнаука. 2006. 572 с.
- Голозубов В.В., Миклолда С.В., Ли Д., Павлюткин Б.И., Касаткин С.А.* Динамика формирования кайнозойской Угловской впадины (Южное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 22-33.
- Голозубов В.В., Донг У Ли, Касаткин С.А., Павлюткин Б.И.* Тектоника кайнозойской Нижнебикинской угленосной впадины (Северное Приморье) // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 28. № 3. С. 74-89.
- Голубева И.И., Махлаев Л.В.* Интрузивные пирокластиты севера Урала (туффизиты, взрывные брекчии, валунные дайки, псевдоконгломераты). Сыктывкар. 1994. 98 с.
- Гребенников А.В., Попов В.К., Ханчук А.И.* Опыт петрохимической типизации кислых вулканических пород различных геодинамических обстановок // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 80-85.
- Иванов В.С.* О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1970. № 7. С. 20-30.
- Карасев М.С.* Геологическое развитие и палеогеография Суйфунской кайнозойской впадины в палеогене и неогене. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Владивосток. 1963. 24 с.
- Коковкин А.А.* Амуро-Ханкайская рифтогенная система в эволюционирующей структуре континентальной коры Востока Азии. Тектоника и глубинное строение Востока Азии: VI Косыгинские чтения: доклады всероссийской конференции, 20-23 января 2009, г. Хабаровск. Хабаровск: ИТИГ ДВО РАН. 2009. С. 59-62.
- Коренбаум С. А.* Типоморфизм слюд магматических пород. М.: Наука, 1987. 144 с.
- Кутуб-Заде Т.К., Коваленко С.В., Короткий А.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХI, ХVII. Объяснительная записка. СПб. 2000. 140 с.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. 228 с.
- Максимов С.О., Попов В.К.* Первая находка карбонатитов в кайнозойской базальтовой застройке юго-западного Приморья // ДАН. 2006. Т. 408. №3. С. 375-380.
- Максимов С.О., Сахно В.Г.* Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // ДАН. 2008. Т. 422. № 3. С. 359-364.
- Максимов С.О., Сахно В.Г.* Первые данные U-Pb-SRIMP-II-изотопного датирования по цирконам пепловых отложений из кайнозойских впадин Юго-Западного Приморья // ДАН. 2011. Т. 439. № 2. С. 226-232.
- Малеев Е.Ф.* Пепловые туфы Суйфунского бассейна // Вестник ДВ Филиала АН СССР. 1938. № 28(1). С. 37-47.
- Малеев Е.Ф.* Туфогенная фация суйфунской свиты и закономерности распределения в ней полезных ископаемых – Природные сорбенты Дальнего Востока. Труды Дальневосточного филиала им. В.Л. Комарова. Сер. химическая. Вып. 3. М.: Изд-во АН СССР. 1958. С. 55-64.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А.* О минералогических критериях щелочности гранитоидов // Изв. АН СССР. Геол. сер. 1965. № 3. С. 20-37.

Мартынов Ю.А., Коваленко С.В., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Геохимия и вопросы металлогении кайнозойских постсубдукционных известково-щелочных вулканитов юго-западного Приморья. // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука. 2001. Ч. 1. С. 5-22.

Мартынов Ю.А., Чащин А.А., Рассказов С.В., Саранина Е.В. Позднемиоцен-плиоценовый базальтовый вулканизм юга Дальнего Востока России как индикатора гетерогенности литосферной мантии в зоне перехода континент-океан // Петрология. 2002. Т. 10. № 2. С. 5-22.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований. // Петрология 2013. Том 21. № 1. С. 1–16.

Махлаев Л.В., Голубева И.И. Флюидизаты требуют внимания // Природа. 2001. № 9. С. 59-68.

Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 4. С. 3-15.

Ноздрачев Е.А., Попов В.К. Вариации состава биотитов в позднекайнозойских пепловых туфах юго-западного Приморья // Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России. Материалы 3-й региональной конференции молодых ученых, 28 августа – 4 сентября 2010 г. Владивосток: Дальнаука. 2010. С. 107-110.

Октябрьский А.Т. Лейцитовые абсарокиты среднего течения р. Сан-Паузы // Тр. ДВПИ. Т. 54. Вып. 1. Сб. по геол. петрог. и полезн. ископ. СССР. Владивосток. 1959. 120 с.

Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Короткий А.М. Возраст усть-суифунской и усть-давыдовской свит (южное Приморье) // Известия АН СССР, сер. Геологическая. 1984. № 5. С. 128-132.

Павлюткин Б.И., Климова Р.С., Царько Е.И. Новые данные по фитостратиграфии и палеогеографии позднего миоцена Юго-Западного Приморья // Сов. геология. 1985. № 2. С. 47-55.

Павлюткин Б.И. Среднемиоценовая ханкайская флора Приморья. Владивосток: Дальнаука. 2005. 216 с.

Павлюткин Б.И., Неволлина С.И., Петренко Т.И., Кутуб-Заде Т.К. О возрасте палеогеновых назимовской и хасанской свит Юго-Западного Приморья // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 116-129.

Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Стратиграфия палеоген-неогеновых отложений Приморья. Владивосток: дальнаука. 2010. 164 с.

Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю., Петренко Т.И. Стратиграфия пограничных эоцен-миоценовых отложений Нежинского бурогоугольного месторождения (Приморье) и проблема палеоген-неогеновой границы в регионе // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 4. С. 55-75.

Павлюткин Б.И., Чекрыжов И.Ю. Олигоценные флоры – уникальные сообщества древних растений // Наука в России. 2014. № 2. С. 74-82.

Попов В.К., Гребенников А.В., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Петролого-геохимическая характеристика вулканических кайнозойских комплексов Краскинской впадины на примере п-ова Краббе (Приморье) // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы V Дальневост. регион. петрограф. совещ. Хабаровск: ФГУГПП «Хабаровскгеология». 2001. С. 38-40.

Попов В.К. Особенности проявления и состава интрузивных пирокластитов в кайнозойских впадинах Юго-Западного Приморья // Вулканизм и геодинамика. Материалы Второго Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург, 2003. С. 704-70.

Попов В.К., Рассказов С.В., Чекрыжов И.Ю., Брандт И.С., Брандт С.Б. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья. Труды научной школы «Щелочной магматизм Земли». Ежегодный семинар «Геохимия магматических пород». 26–27 апреля. Москва, 2005. С. 133-135.

Попов В.К., Гребенников А.В. Хасано-Амурский ареал (палеоцен-миоцен). Кислый вулканизм // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России /Отв ред. А.И. Ханчук/. Владивосток: Изд-во Дальнаука. 2006. С. 354-361.

Попов В.К., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Геохимия позднекайнозойских кислых вулканических пеплов Юго-Западного Приморья и геодинамические обстановки проявления вулканизма // Вулканизм и геодинамика: Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии – Т. 2. Улан-Удэ: Издательство Бурятского научного центра СО РАН. 2006а. С. 273-276.

Попов В.К., Максимов С.О., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана (юго-западное Приморье): геология и генезис // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 75-93.

Попов В.К. Пепловые туфы из олигоцен-миоценовых отложений юго-западного Приморья: возрастные генерации, особенности распространения, вулканические центры // Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. 22-27 сентября 2009 года. Петропавловск-Камчатский. 2009. Т. 2. С. 461-464.

Попов В.К. Рифтогенная природа кайнозойского кислого вулканизма восточной активной континентальной окраины Азии // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященных памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. В 2-х томах. Т. 2. С. 21-25.

Попов В.К. «Живые» камни полуострова Краббе // Наука в России. 2013а. № 6. С. 103-110.

Путинцев А.В., Григорьев С.И. Состав биотитов из гранитов и петрогенетическая типизация орогенных гранитоидных серий // Записки ВМО. 1993. № 4. С. 18-34.

Рассказов С.В., Саранина Е.В., Мартынов Ю.А. и др. Эволюция средне-позднемиоценового магматизма Южного Сихотэ-Алиня. Эволюция эндогенных режимов Центрально-Азиатского складчатого пояса. Иркутск: Изд-во Иркутского университета, 2001. С. 167-192.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Кайнозойский магматизм юго-западного Приморья: импульсное плавление мантии и коры // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 6. С. 3-31.

Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандимирова Г.П. Лейцитовые базаниты и калиевые шонкиниты Угловской впадины (Южное Приморье) // ДАН. 2004. Т. 399. № 6. С. 818-824.

Седых А.К. Новые данные по геологическому строению и стратиграфии Краскинской впадины (Юго-Западное Приморье). Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР. 1989. С. 78-89.

Седых А.К. Кайнозойские рифтогенные впадины Приморья (геологическое строение, минералогия и геодинамика углегенеза). Владивосток: Дальнаука. 2008. 248 с.

Сясько А.А., Вржосек А.А., Дубинский А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Сер. Сихотэ-Алинская. Лист К-52-ХII, XVIII. Объяснительная записка. СПб. 2002. 249 с.

Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. № 2. С. 400-403.

Уткин В.П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР. 1984. № 35. С. 1199-1204.

Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цзилинь-Лаоелинской складчатой системы // ДАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 75-79.

Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций Юго-Западного Приморья // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26. № 4. С. 3-21.

Уткин В.П. Сдвиговый структурный парагенез и его роль в континентальном рифтогенезе восточной окраины Азии // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 3. С. 32-54.

Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС. 2006. 316 с.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 288 с.

Филатова Н.И. Специфика магматизма окраинно-континентальных и окраинно-морских бассейнов синсдвиговой природы, западная периферия Тихого океана // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 480-500.

Фремд Г.М. Особенности глубинного строения и вулканизма Перитихоокеанской рифтовой системы // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток. 1976. С. 284-285.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра. 1979. 356 с.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А. и др. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: ГЕОС. 1997. С. 240-243.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геол. и геоф. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635-1645.

Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. с. 5-34.

Ханчук А.И. Тектоника и магматизм палеотрансформных континентальных окраин калифорнийского типа на Востоке России // Общие вопросы тектоники. Тектоника России: материалы XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС. 2000а. С. 544-547

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Крук Н.Н. Магматизм зон скольжения литосферных плит: новые данные и перспективы // Вулканизм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН. 2009. Т.1. С. 32-37

Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологические процессы в зонах субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит (материалы Всероссийской конференции с международным участием, Владивосток, 20-23 сентября 2011 г.). Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45-49.

Чащин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В. и др. Изотопно-геохимическая характеристика позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 656-681.

Чащин А.А., Нечаев В.П., Нечаева Е.В., Блохин М.Г. Находка эоценовых адацитов в Приморье // ДАН. 2011. Т. 438. № 5. С.1-6.

Чащин А.А., Попов В.К., Нечаев В.П. и др. Геохимические особенности эоценового вулканизма рифтогенных впадин юго-западного Приморья // Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы: Материалы Второго Всероссийского симпозиума с международным участием и молодежной научной школы, посвященных памяти академиков Н.А. Логачева и Е.Е. Милановского. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2013. В 2-х томах. Т. 2. С. 164-168.

Чекрыжов И.Ю., Максимов С.О. Роль эндогенных углеродсодержащих флюидных систем в проявлениях эксплозивного вулканизма Юго-Западного Приморья // Доклады VIII Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». Т. 3. Москва. 2007. С. 310-313.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская – кайнозойская вулканическая провинция Центральной–Восточной Азии – проекция горячего поля мантии // Геотектоника. 1995. № 5. С. 41-67.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3-29.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы Западно-Тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2013. № 12. С. 1831-1850.

Liu M., Cui X., Liu F. Cenozoic rifting and volcanism in Eastern China: A mantle dynamic link to the Indo-Asian collision? // Tectonophysics. 2004. V. 393. P. 29-42.

Mann, P., Hempton, M.R., Bradley, D.C., Burke, K. Development of pull-apart basins // Journal of Geology. 1982. Vol. 91. P. 529-554.

Tapponnier P., Peltzer G., Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Collision Tectonics/ Eds. M.R. Coward, A.C. Ries. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 1986. № 19. P. 115-157.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints. Lithos. 2007. V. 95. P. 399-414.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	4
Глава I. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК	6
1.1. Докайнозойский фундамент	6
1.2. Геолого-структурная характеристика рифтогенных впадин юго-западного Приморья	7
1.2.1. Вулканогенный рельеф Славянской и Краскинской впадин	9
1.3. Особенности развития вулканизма в рифтогенных впадинах и пространственно- временные вариации состава вулканических пород	14
1.3.1. Интрузивные пирокластиты Краскинской впадины	20
1.4. Минеральные ассоциации вулканических пород	27
1.5. Геодинамическое значение вулканизма	30
Глава II. МАРШРУТ ЭКСКУРСИИ	32
Первый день	
<i>Пушкинская впадина</i>	32
2.1. Карьер на сопке Клепачная – гипостратотипический разрез туфогенно-осадочных отложений и пепловых туфов усть-суйфунской свиты	32
<i>Поименская впадина</i>	35
2.2. Дорожный карьер – экструзивный купол андезитодацитов славянского комплекса и некк плагиофировых субщелочных базальтов шуфанского комплекса	38
2.3. Сопка Любви – купольные мантийные брекчии внутрикальдерного экструзива дацитов славянского комплекса	38
2.4. Мыс Мальцева, береговые обнажения – разрез базальт-андезитового стратовулкана	38
2.5. Мыс Брюса (южные окрестности пос. Славянка) – поток дацитовых лав славянского комплекса со столбчатой отдельностью	40
Второй день	
<i>Краскинская впадина, п-ов Краббе</i>	41
2.6. Вершина г. Дегера (Майет) – экструзивный купол флюидалных риолитов вулкана г. Дегера	44
2.7. Мыс Дегера – вулканическая постройка г. Дегера в разрезе, проявление опал-халце- доновой минерализации в сферолоидах	44
2.8. Безымянная бухта в западной части мыса Дегера – покровные вулканические стекла и туфы риолитов краскинского комплекса	48
2.9. Бухта Агатова – экструзивный купол ультракалиевых риолитов	48
2.10. Береговые обнажения между бухтами Агатовой и Базовой – ксенотуфы риолитов и цеолитизированные перлиты	48
2.11. Береговые обнажения от бухты Базовой до бухты Островной – строение трубо- образного лавового потока и экструзивного тела андезитов в разрезе	52
2.12. Бухта Островная – туфы андезитодацитов, агглютинаты и окисленные шлаки базальтов и андезитов зайсановского комплекса	52
Третий день	
<i>Краскинская впадина, п-ов Краббе</i>	52
2.13. Главный водораздел п-ова Краббе – строение вулканогенных куэст как основных рельефообразующих элементов полуострова	52
2.14. Береговые обнажения бухты Крейсеров – дайки туффзитов и псевдоконгломератов	52
2.15. Береговые обнажения между бухтами Крейсеров и Островная – жерловины, некки и экструзивные тела андезитов зайсановского и риолитов краскинского комплексов	52

Четвертый день	
<i>Краскинская впадина, п-ов Новгородский</i>	52
2.16. Береговые обнажения в районе пос. Посыет от мыса Шелеха до мыса Тироль – лавы андезитов зайсановской толщи, туфы риолитов, эксплозивные брекчии и жильные тела туффизитов краскинского комплекса	52
2.17. Береговые обнажения мыса Тироль (северная сторона) – разрез назимовской угленосной свиты	55
2.18. Северный берег бухты Экспедиции в районе устья р. Гладкая и поселка Зайсановка – базальты зайсановского комплекса, выходы в береговых обнажениях хасанской свиты и экструзивного тела риолитов краскинского комплекса	55
2.19. Краскинское бурогольное месторождение – местонахождение ископаемой флоры Краскино (ранний олигоцен) и дайка апатитоносных туффизитов	55
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	58
ОГЛАВЛЕНИЕ	62

Научное издание

Попов Владимир Константинович

Чашин Александр Адольфович

**КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ РИФТОГЕННЫХ ВПАДИН
ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ**

Отпечатано с оригинала макета,
подготовленного Т.М. Михайлик

Обложка Т.М. Михайлик и А.А. Орехов, фото Е. Кравцовой

Подписано к печати
Формат 60x84/4. Печать офсетная