

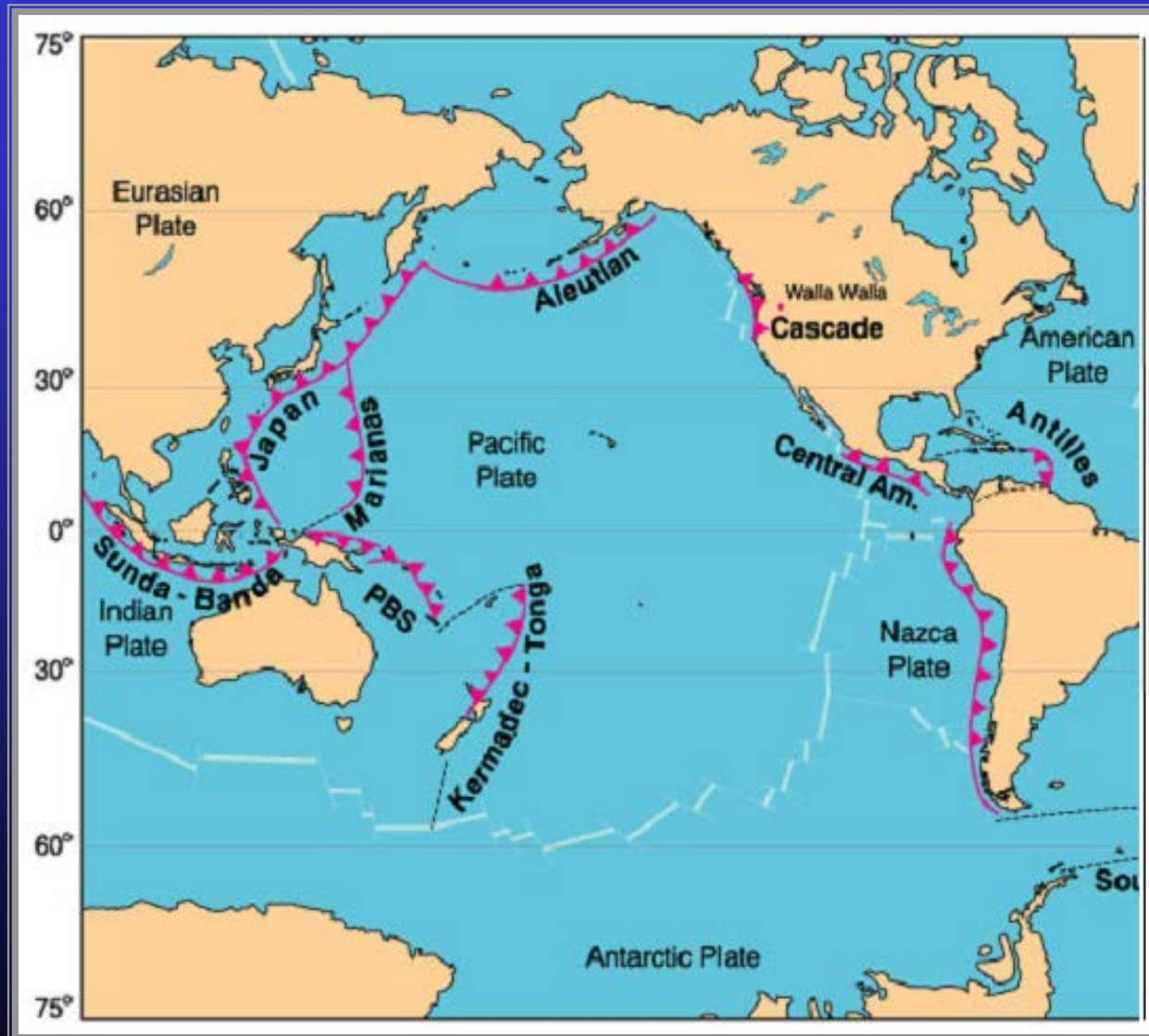
Общая тема:

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ

Лекция № 29

Формации глубоководных желобов и происхождение бонинитов

Островные дуги, континентальные окраины и глубоководные желоба Тихого океана



Примеры глубководных желобов

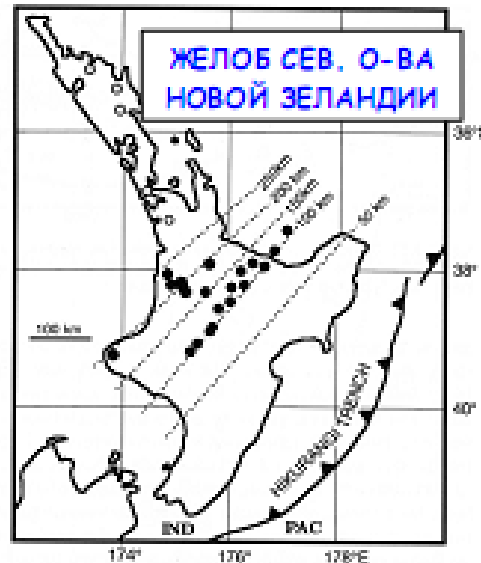
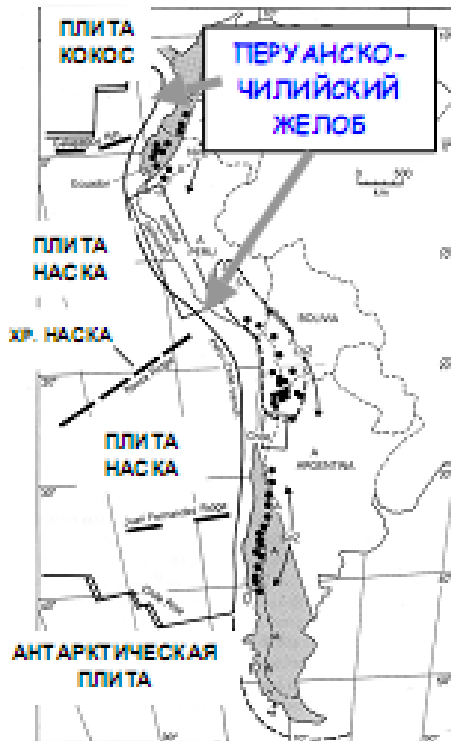
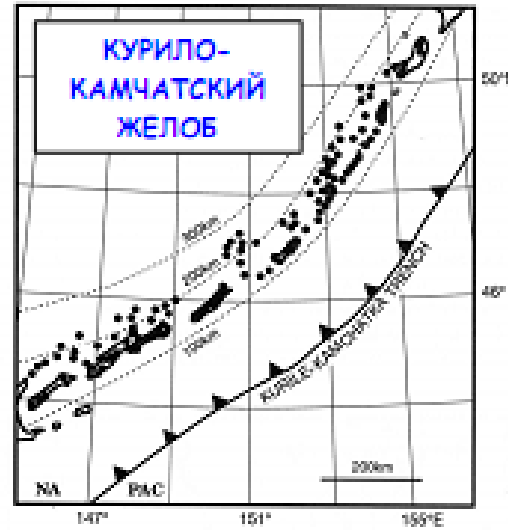


Схема строения глубоководных желобов



“Континентальные” желоба
(связаны с энсиалическими дугами)

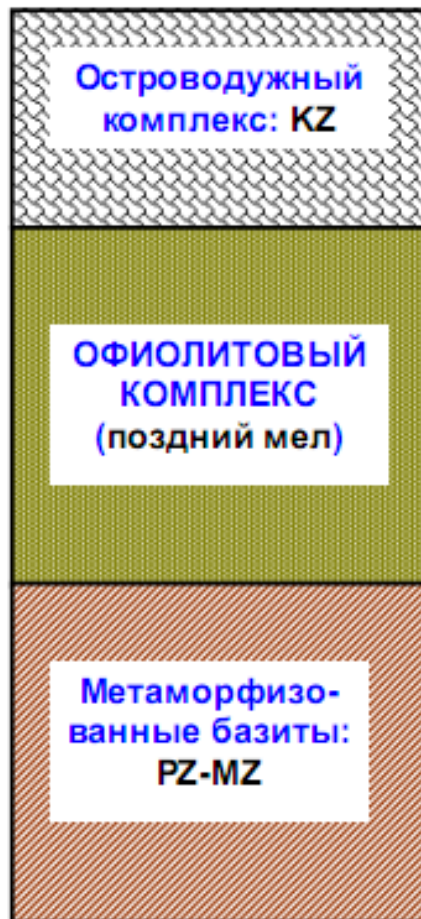
*Японский, Курило-Камчатский,
Перуанско-Чилийский*

“Океанические” желоба
(энсиматическими дугами)

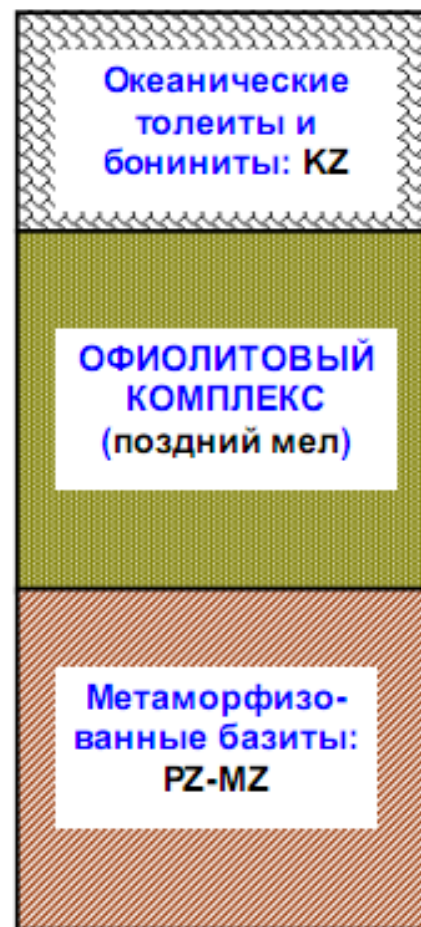
*Идзу-Бонинский, Марианский,
Тонга-Кермадек*

Два типа разрезов преддуговых склонов глубоководных желобов

ПРЕДДУГОВЫЙ СКЛОН
"континентальных" желобов



ПРЕДДУГОВЫЙ СКЛОН
"океанических" желобов



Разрезы и формации континентальных желобов

ПРЕДДУГОВЫЙ СКЛОН "континентальных" желобов

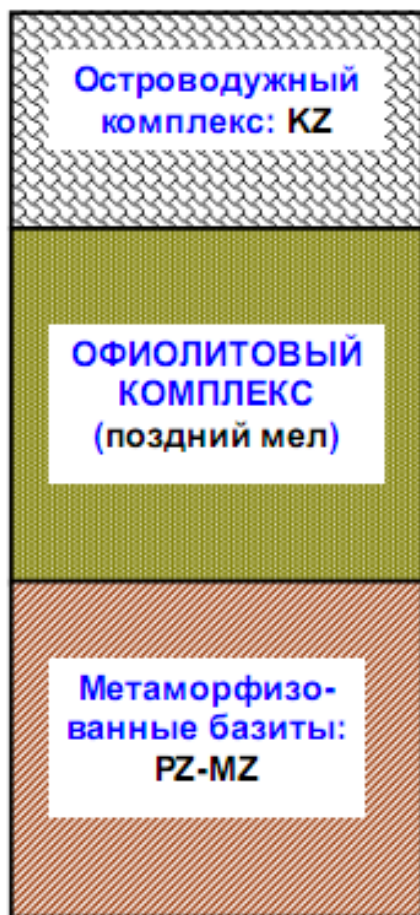
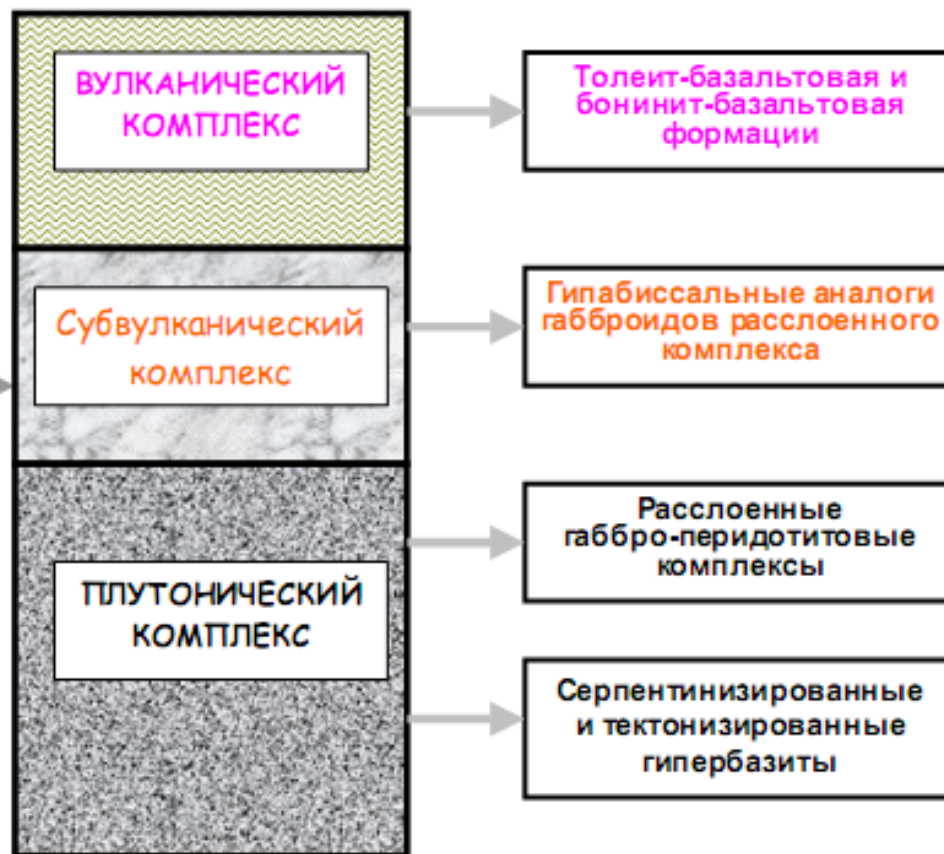


СХЕМА СТРОЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА



Разрезы и формации островных желобов

ПРЕДДУГОВЫЙ СКЛОН "океанических" желобов

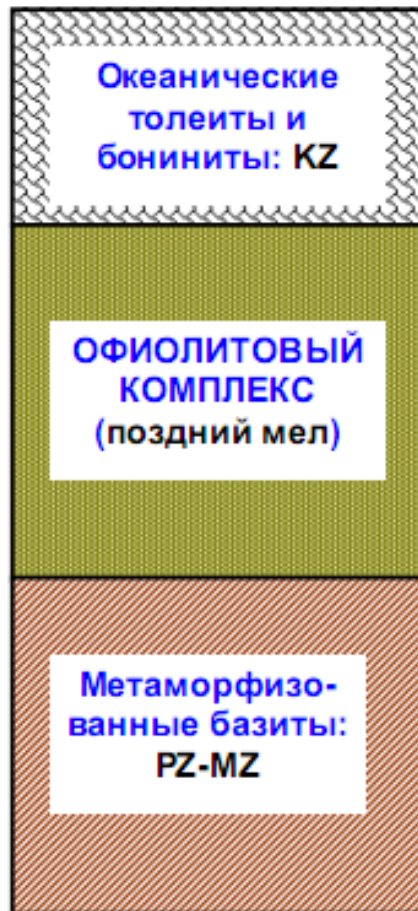
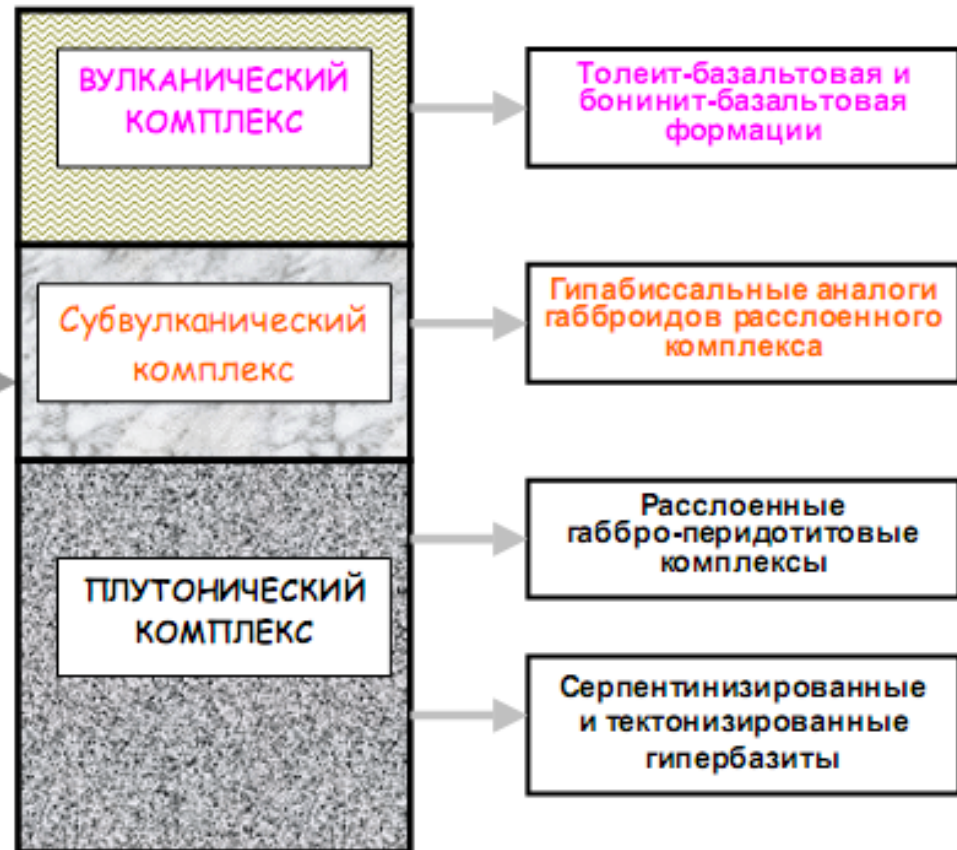
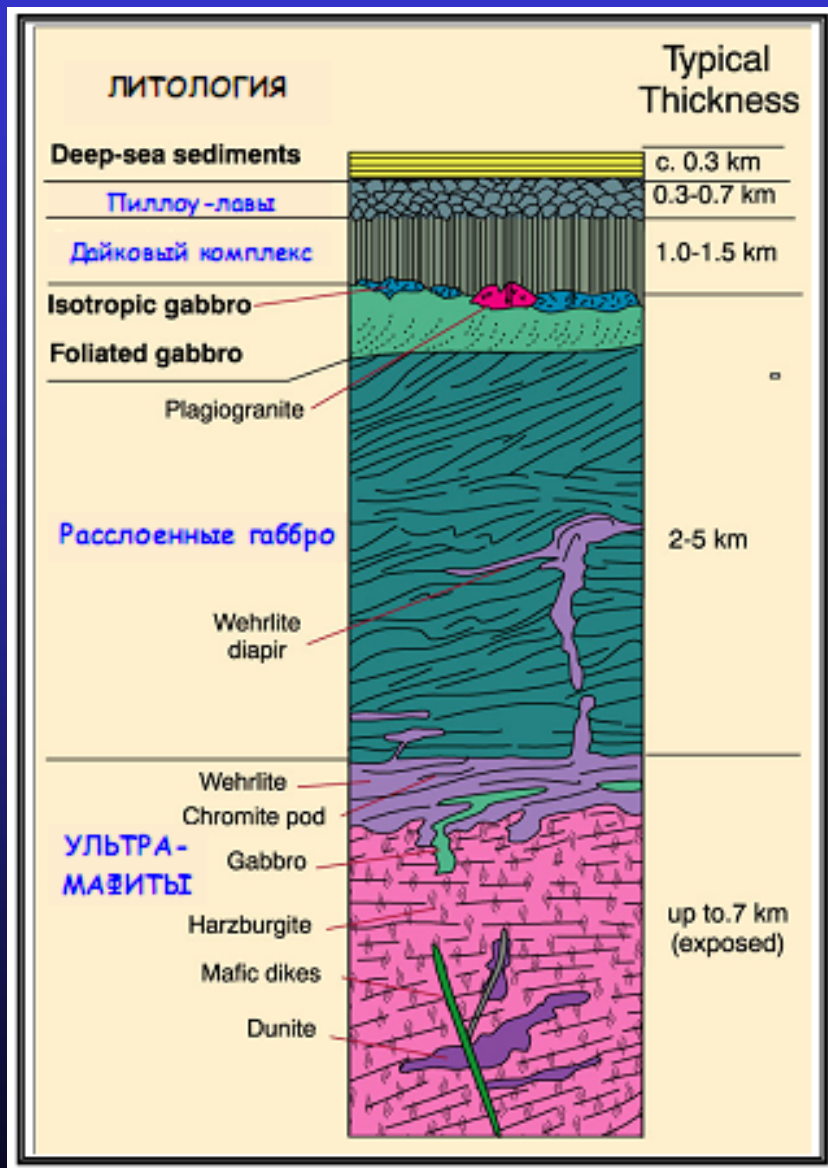


СХЕМА СТРОЕНИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА



Типичный разрез офиолитов Омана



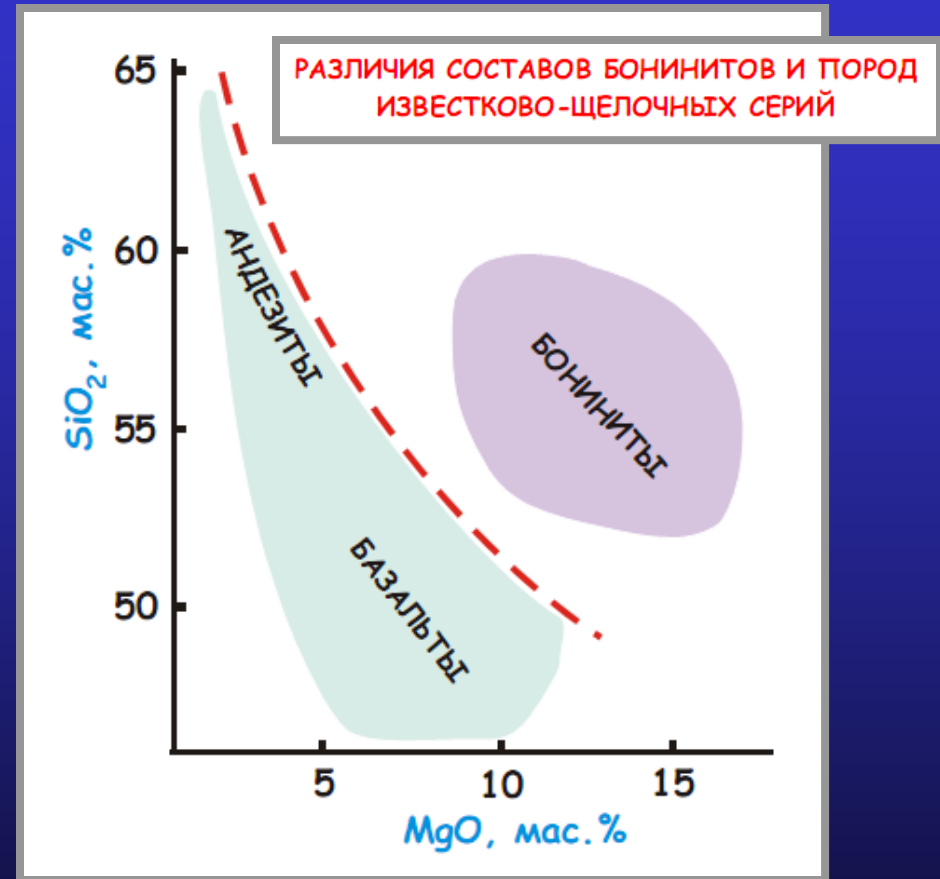
Офиолиты глубоководных желобов - это древняя океаническая кора, которая вскрывается в зонах субдукции, что дает возможность для изучения ее строения и вещественного состава.

Вулканический комплекс офиолитов: формация толеитовых базальтов

- Включает *подводные базальты и ферробазальты* в ассоциации с флишоидными и кремнистыми осадками. Обычно они залегают непосредственно на базит-гипербазитовых расслоенных комплексах (желоба Тонга Идзу-Бонинский, Марианский).
- Это *порфировые, реже афировые породы, где в парагенезисе вкрапленников преобладают плагиоклаз (An_{70-80}) и авгит*. Часто встречаются *двупироксеновые* разновидности. Оливин имеет подчиненное распространение и всегда содержит высоко хромистую шпинель. В основной массе присутствует титаномагнетит.
- *По составу это гиперстен- и кварц-нормативные породы, демонстрирующие тренды обогащения железом*. Однако средние и кислые дифференциаты редки. От океанических базальтов типа MORB они отличаются развитием порфировых структур, обилием пироксенов и более высокой насыщенностью кремнеземом.
- Здесь несколько *повышены содержания калия и литофильных элементов - Rb, Zr, Sr*. На спайдеграммах они демонстрируют четкий Nb-Ta минимум островодужного типа.

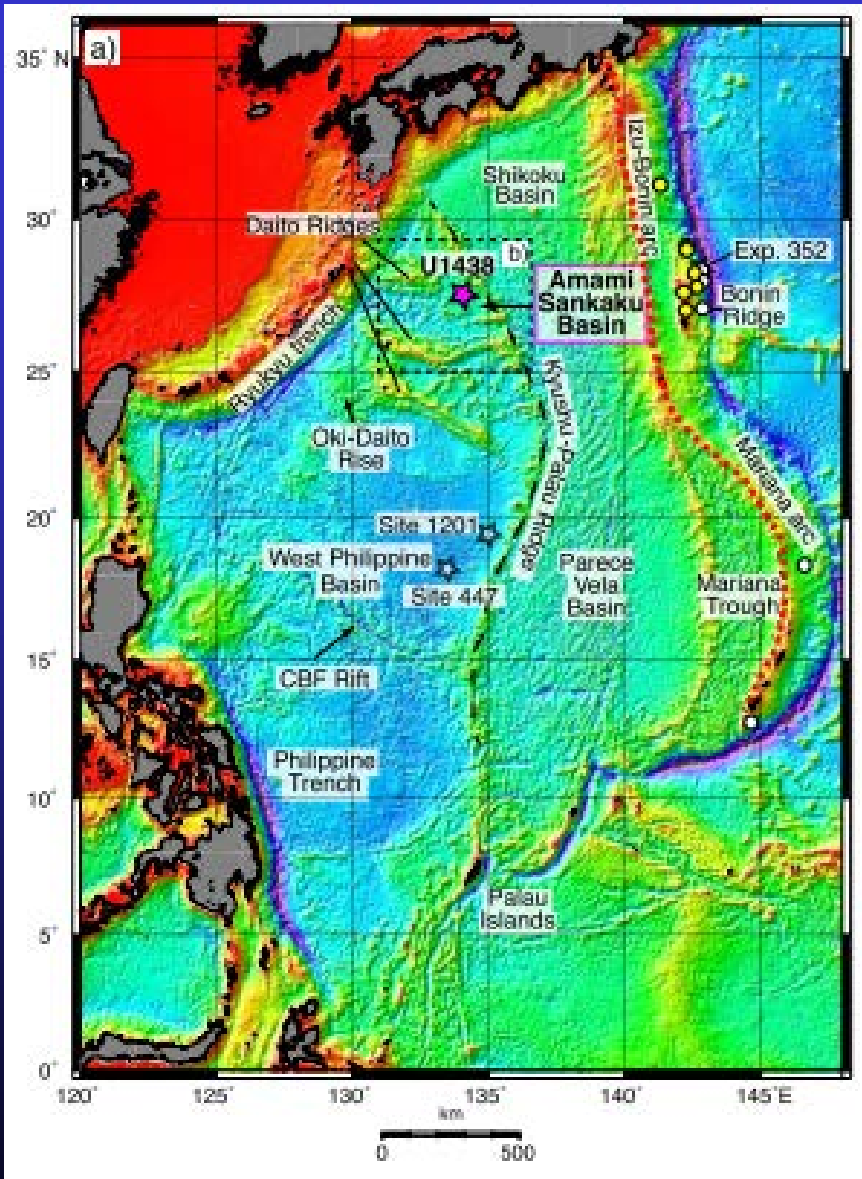
Вулканический комплекс офиолитов: бонинит-базальтовая формация

Распространена в Западно-Тихоокеанской окраине и обычно ассоциирует с плутоническим комплексом офиолитов, вскрытых в основании приостровных склонов.



Породы этой формации экспонированы также на поверхности некоторых островных дуг, например, на Бонинских островах и в Папуа-Новой Гвинее.

ИВМ arc: Идзу – Бонин – Марианская дуга

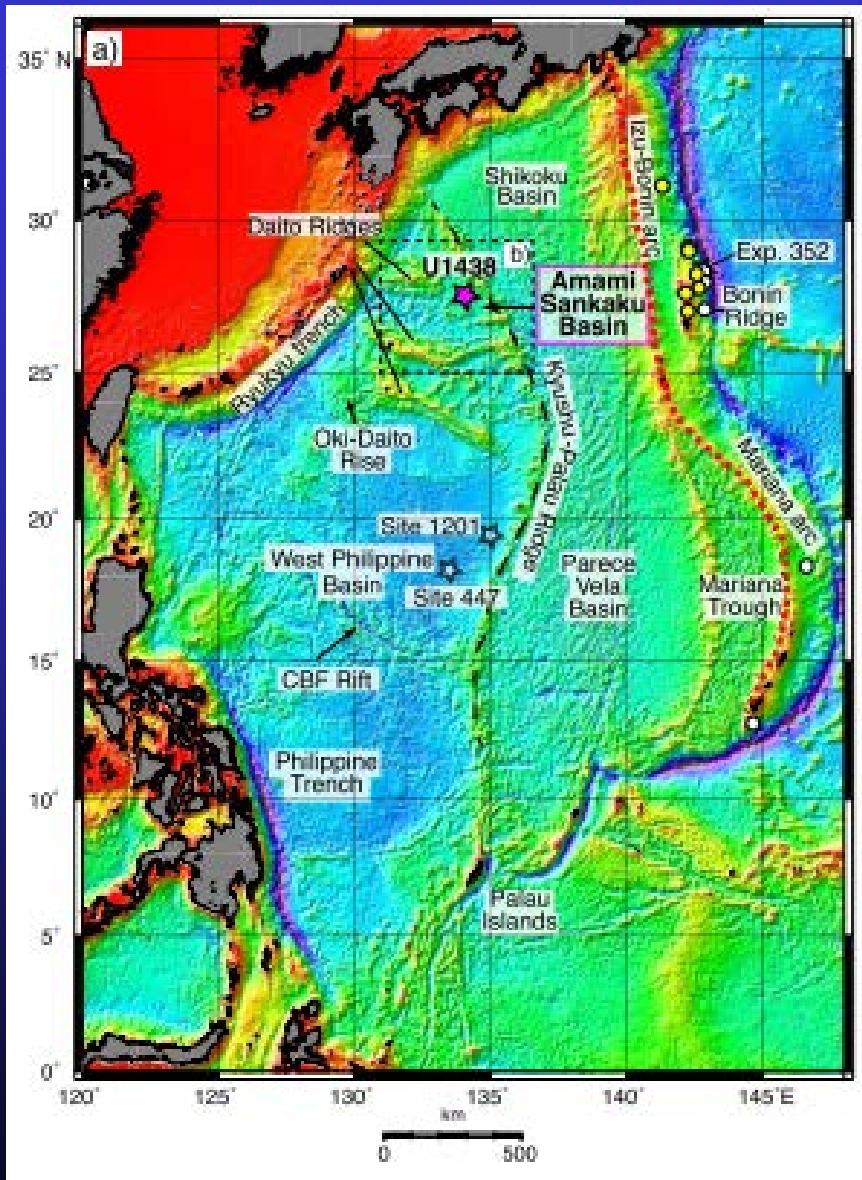


After Ishizuka et al. (2018)



Ногашима – самый южный остров архипелага Идзу

IBM arc: Идзу - Бонин - Марианская дуга



After Ishizuka et al. (2018)



After Woelki et al. (2018)

Островодужные толеиты и ИЦ-серии

Высоко-Mg андезиты

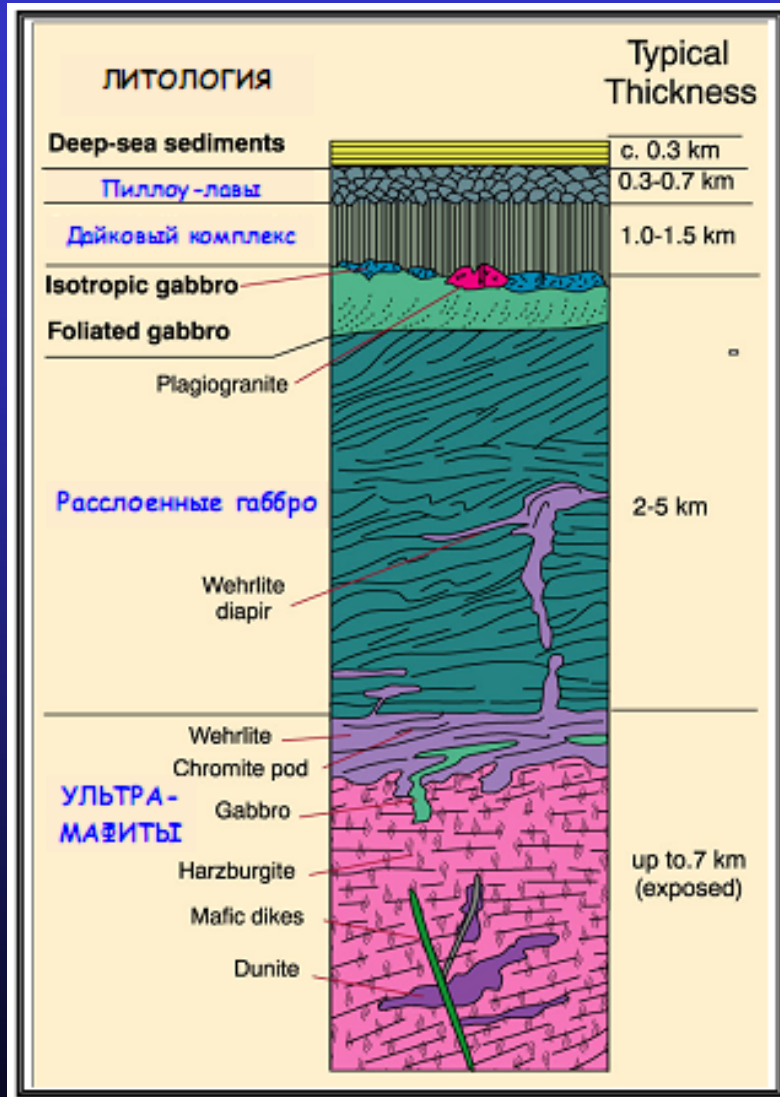
Бонинит-андезит-риолит

Преддуговые базальты / дайки

Габбро

Перидотиты

Составы высокомагнезиальных андезитов бонинит-марианитовых серий



Оксиды	Маринский желоб	О-ва Бонин		Япония (SW)	Средний Бонинит (n=134)
	<i>Геология и петрология..., 1997</i>	<i>Tatsumi, Eggins, 1995</i>		<i>Drummond et al., 1996</i>	
SiO ₂	54.91	55.49	57.60	59.59	58.74
TiO ₂	0.12	0.18	0.26	0.44	0.23
Al ₂ O ₃	6.58	10.37	11.06	13.55	11.22
FeO	10.26	8.65	8.78	6.32	8.53
MnO	0.16	0.17	0.17	0.12	0.17
MgO	22.16	16.50	12.31	9.65	12.09
CaO	3.38	5.60	7.74	6.24	6.77
Na ₂ O	1.48	1.64	1.64	2.66	1.69
K ₂ O	0.91	0.80	0.42	1.30	0.47
P ₂ O ₅	0.03	0.14	0.02	0.13	0.09
mg#					0.72
Cr					969
Ni					223

Разрезы приокеанических склонов глубоководных желобов



Обычно в их основании залегают *пиллоу-лавы субщелочных (реже толеитовых) базальтов мелового возраста*, которые часто сопровождаются долеритами и габбро.

Местами они подвергнуты зеленокаменному изменению.

В отдельных желобах (в частности, Курильском) здесь установлены породы известково-щелочной серии. Завершают эти разрезы также осадочные породы неогенового и четвертичного возраста.

Магматические формации приокеанических склонов глубоководных желобов



Формации приокеанических склонов могут быть представлены однородными толеитовыми и субщелочными базальтами, контрастными (напр. базальт-трахидацит-трахириолитовыми) или непрерывными субщелочными сериями типа базальт – гавайит – муджиерит – бенморейт – трахидацит – трахириолит.

Вещественный состав этих ассоциаций разнообразен, но в целом, преобладают субщелочные и высокотитанистые серии, близкие продуктам внутриплитного магматизма.

В ассоциации с этими эффузивами встречаются полнокристаллические долериты и диабазы, а также вулканогенно-осадочные породы.

Проявления молодого вулканизма в глубоководных желобах

- Возраст 5-8 млн. лет.
- Представлен базальтами из осевой зоны или приокеанического склона желобов (*Перуанско-Чилийский, Центрально-Американский, Марианский и др. желоба*).
- Промежуточные между океаническими и островодужными толеитами?
- От базальтов MORB отличаются *преобладанием Srх над OI* во включениях и пониженным содержанием Ti, Zr, Nb, Ta, Hf.
- Толеитовая тенденция обогащения железом.
- Факт наличия молодого вулканизма в желобах указывает на *отсутствие погружения коры - по крайней мере, с неогена*. Иначе “даже при минимальных скоростях субдукции базальты желобов неминуемо погрузились бы на глубину” (Дмитриев, 1987).

Выводы о тектоно-магматической эволюции глубоководных желобов

Кайнозойский разрез, экспонированный на склонах со стороны вулканических фронтов, сложен формациями, характерными для островных дуг и орогенных континентальных поясов.

Наличие несогласий, чередование вулканических и осадочных формаций свидетельствуют о **цикличности магматических процессов при эволюции активных окраин.**

Наиболее крупное поднятие и перерыв пришлось на границу мела и палеогена, когда часть офиолитов в поднимающихся блоках оказалась выведена на земную поверхность.

После этого погружения стали преобладать над поднятиями и началось формирование отрицательной структуры - желоба.

Наиболее интенсивное погружение желобов произошло в конце плиоцена - начале плейстоцена. Оно продолжается и поныне.

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ

Происхождение бонинитов

Бониниты (их происхождение, диагностика и геодинамическая позиция);

Впервые описаны среди пород слагающих основания островных дуг расположенных на офиолитовом фундаменте (Тонго-Кермадекская, Идзу-Бонинская, Марианская и др.). Главные породы таких островных дуг - базиты, средние и кислые породы занимают подчиненное место. Бониниты и марианиты – специфические высокомагнезиальные андезиты, обладающими одновременно признаками ультраосновных (MgO 20-25%, $Cr < 2500$ г/т) и средних пород (SiO_2 59%, стекло среднего и кислого состава). Особенности минералогии – клиноэнстатит, ортопироксен широкого состава, хромит. Располагаются в разрезах дуг непосредственно выше офиолитов или среди них. Типичный бонинит: вкрапленники оливина (40-45%) и ортопироксена (10%), редкими зернами клинопироксена, реже пиконита, погруженными в ОМ, состоящую из кристаллов зональных пироксенов, оливина и буроватого прозрачного стекла. Клинопироксен вкрапленников почти чистый диоксид, это самая ранняя генерация, характеризующаяся высокой магнезиальностью и хромистостью, второй клинопироксен – авгит. Особенность – кислое стекло SiO_2 60-65%, Al_2O_3 16-17%. Ассоциация минеральных фаз и стекла неравновесна, что четко фиксируется по реакционным взаимоотношениям минералов и окружающего мезостазиса. Подобная ассоциация могла образоваться только при очень высоких температурах в перегретых магмах. Температура кристаллизации вкрапленников около 1400 С. Своеобразие петролого-геохимических и минералогических особенностей пород входящих в состав бонинит-марианитовой ассоциации не позволяет относить последние к породам голейтовой серии. Возможно, что эти породы следует рассматривать в качестве самостоятельной серии, типоморфной исключительно для ранних этапов развития островных дуг. Предполагается, что генерация бонинитов происходит за счет частичного плавления мантийного вещества на небольших глубинах, возможно в присутствии заметных количеств воды. Оба эти фактора способствуют выплавлению магм с повышенными содержаниями кремнезема даже в равновесии с оливинсодержащими твердофазовыми ассоциациями. Вероятно такой же механизм характерен для генерации расплавов типа магнезиальных андезитов. Так из высококремнистого основного или среднего расплава легче путем кристаллизационной дифференциации получить кислые магмы, то часто бонинит-марианиты ассоциируют с дацитами и риолитами. Марианиты должны содержать клиноэнстатит во вкрапленниках. В тоже время геохимические особенности свидетельствуют о происхождении высококремнистых пород только из подходящего субстрата при высоких степенях плавления.

Общая тема:

АКТИВНЫЕ ОКРАИНЫ КОНТИНЕНТОВ

Происхождение бонинитов

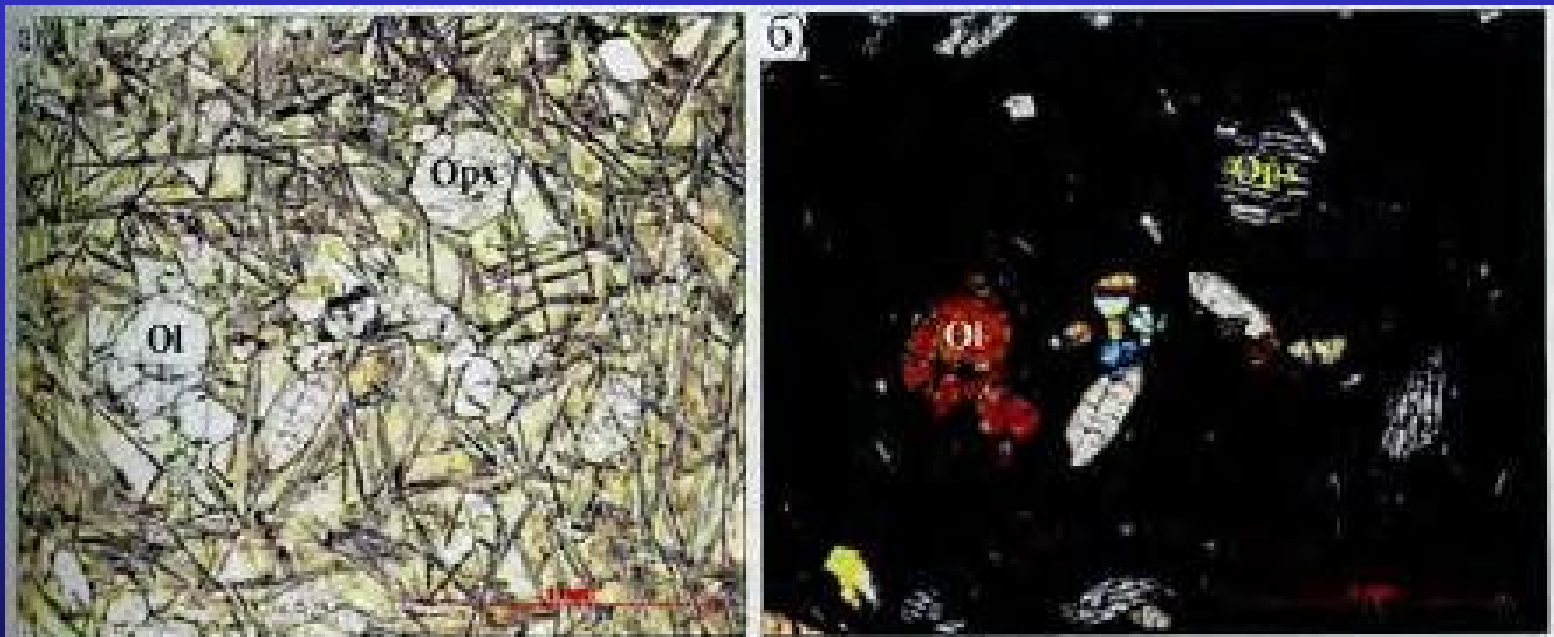


Рис. 6.11. Бонинит, о. Новая Каледония: а – при одном николе; б – николи скрещены. Вкрапленники представлены оливином и ортопироксеном. Основная масса сложена скелетными кристаллами орто- и клинопироксена, погруженными в стекловатый матрикс.

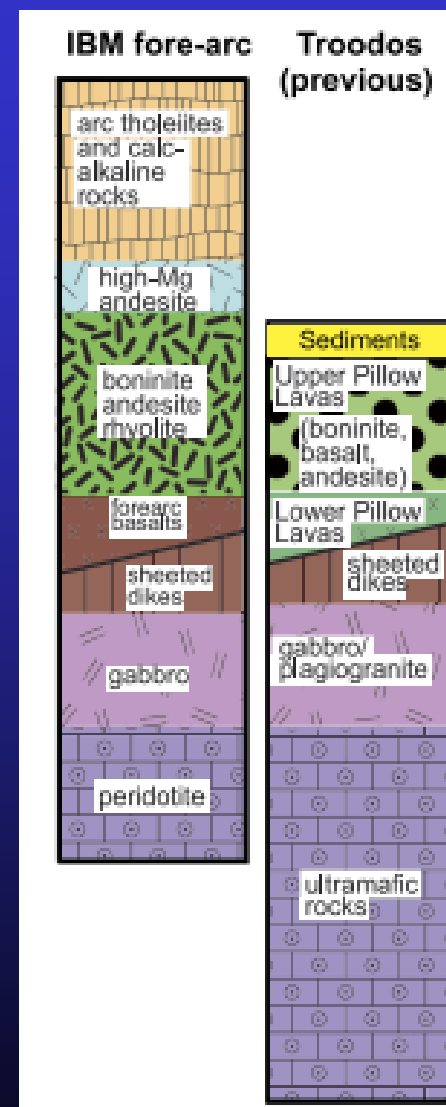
ПРОИСХОЖДЕНИЕ БОНИНИТОВ: обзор гипотез и условия образования

Оксиды	Маринский желоб	О-ва Бонин		Япония (SW)	Средний бонинит (n=134)
	<i>Геология и петрология..., 1991</i>		<i>Tatsumi, Eggins, 1995</i>		<i>Drummond et al., 1996</i>
SiO ₂	54.91	55.49	57.60	59.59	58.74
TiO ₂	0.12	0.18	0.26	0.44	0.23
Al ₂ O ₃	6.58	10.37	11.06	13.55	11.22
FeO	10.26	8.65	8.78	6.32	8.53
MnO	0.16	0.17	0.17	0.12	0.17
MgO	22.16	16.50	12.31	9.65	12.09
CaO	3.38	5.60	7.74	6.24	6.77
Na ₂ O	1.48	1.64	1.64	2.66	1.69
K ₂ O	0.91	0.80	0.42	1.30	0.47
P ₂ O ₅	0.03	0.14	0.02	0.13	0.09
mg#					0.72
Cr					969
Ni					223

СОСТАВЫ ВЫСОКО-Са И НИЗКО-Са БОНИНитОВ

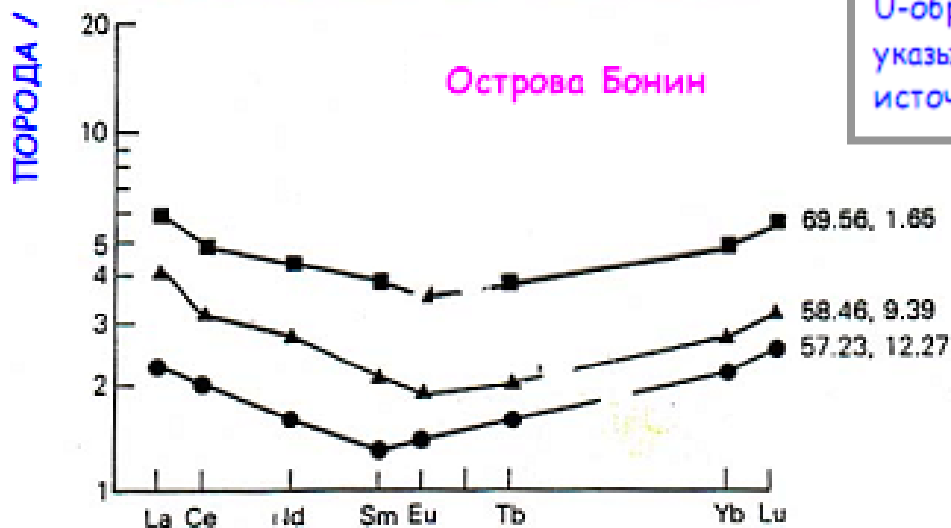
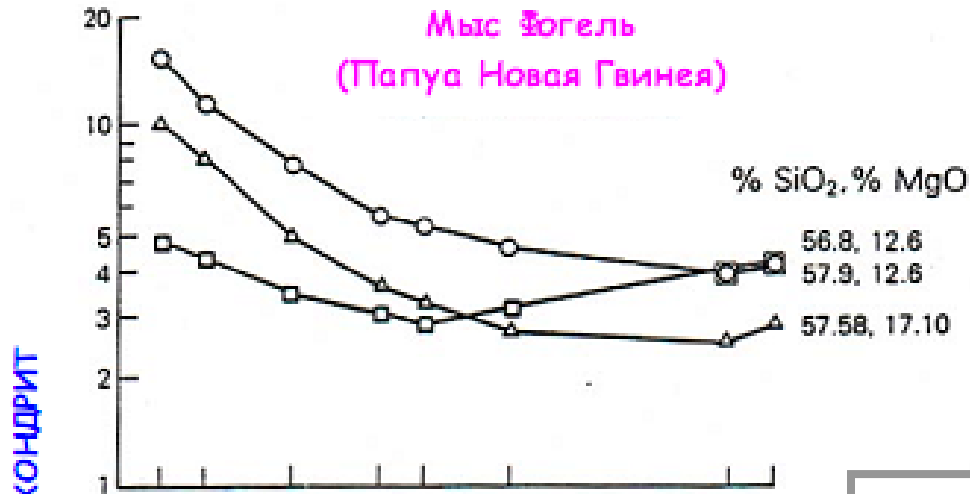
(Van Der Laan et al., 1989)

Оксиды	Высоко-Са	Низко-Са	
	Троодос (Кипр)	О-ва Бонин (Япония)	Мыс Фогеля (Папуа Новая Гвинея)
SiO ₂	54.93	58.82	59.34
TiO ₂	0.51	0.14	0.51
Al ₂ O ₃	13.15	11.06	10.62
FeO	8.20	8.43	9.27
MnO	-	-	-
MgO	11.52	11.71	12.57
CaO	10.21	7.79	5.74
Na ₂ O	1.17	1.61	1.37
K ₂ O	0.26	0.42	0.49
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.10
mg#	0.715	0.712	0.707
CaO/Al₂O₃	0.77	0.70	0.54
Cr	807	695	910
Ni	202	194	227



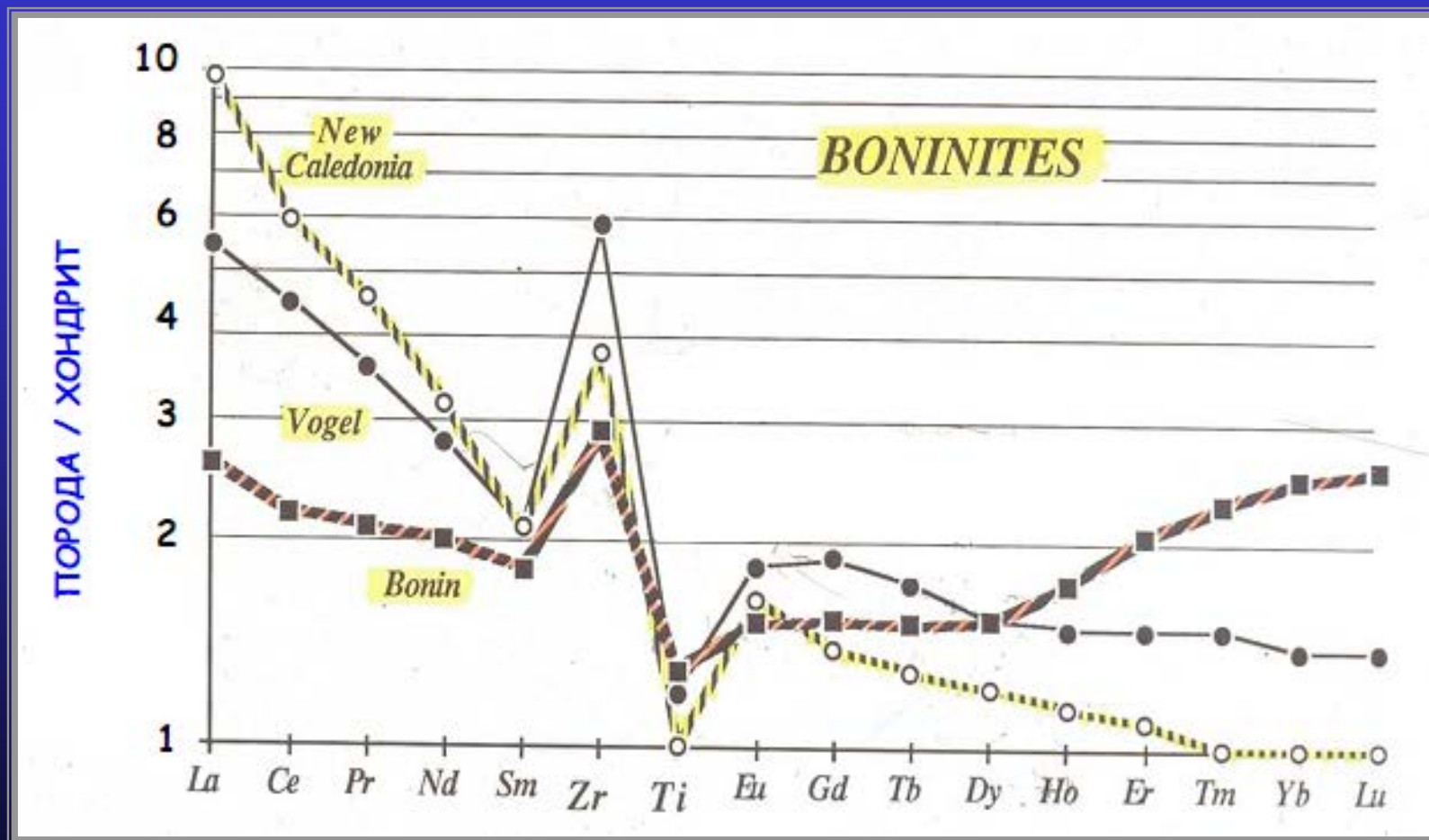
After Woelki et al. (2018)

Распределение Р.З.Э. в бонинитах



U-образная форма распределения спектров может указывать на тугоплавкий (гироксенитовый) мантийный источник.

Zr-максимум и Ti-минимум как типоморфные сигналы бонинитовых магм



Спайдердиаграммы для других бонинитов

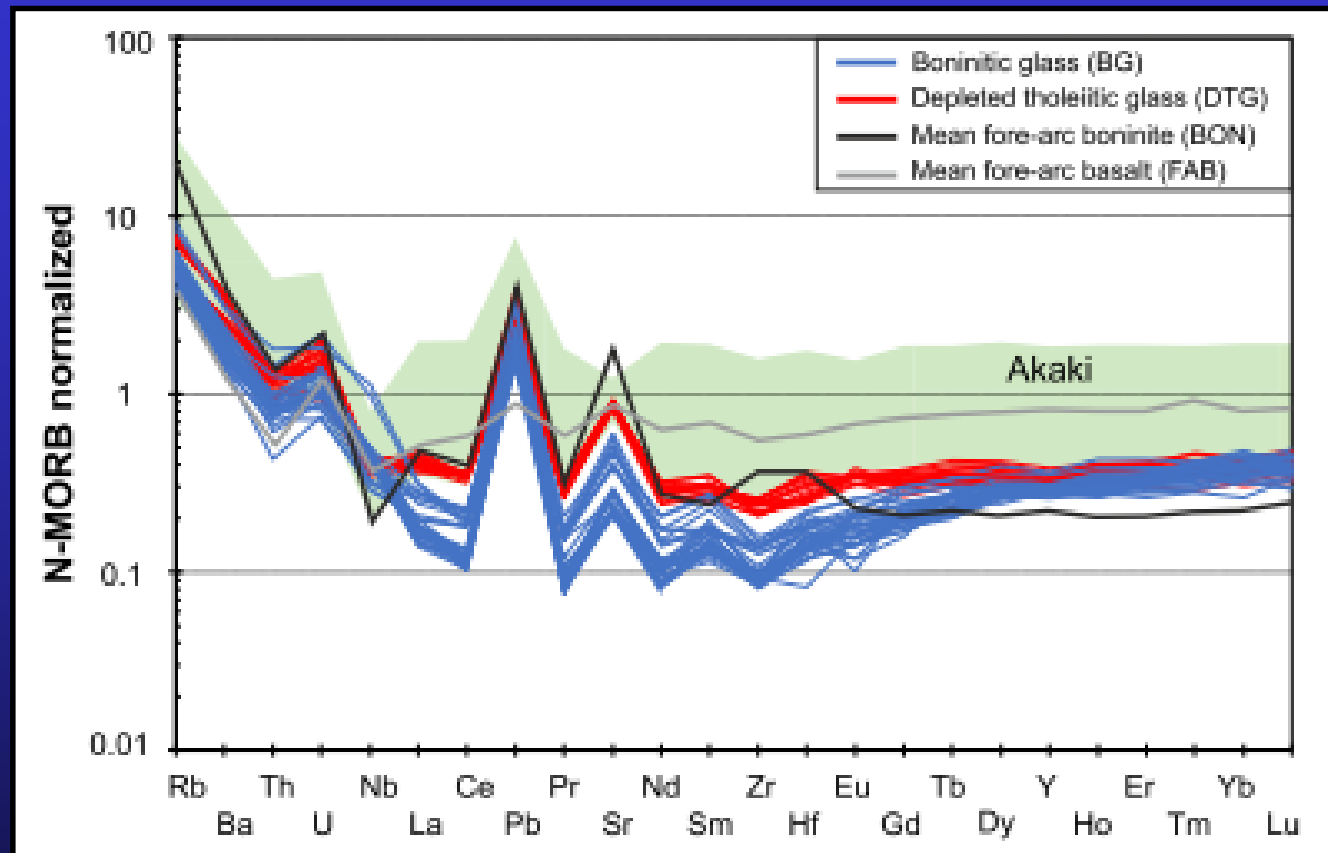


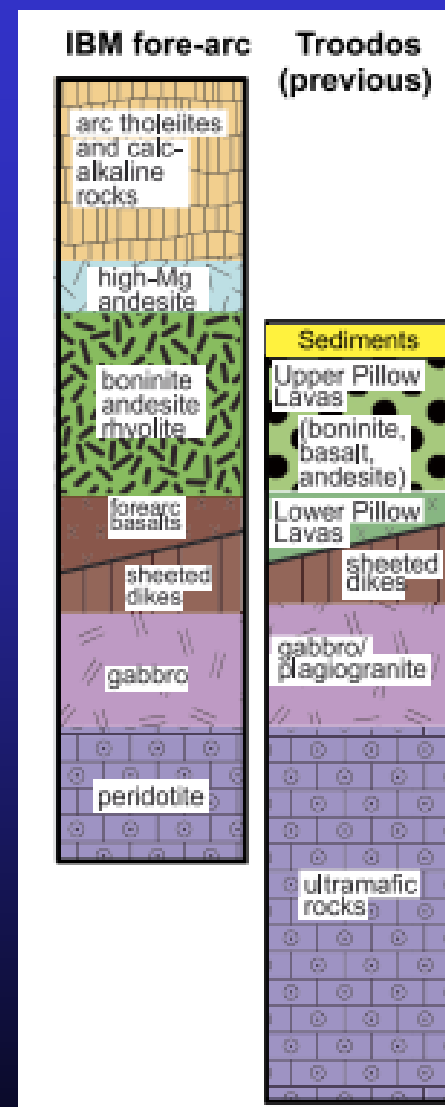
Fig. 3. Trace element composition of the Parekklesia glasses normalised to N-MORB (Sun and McDonough, 1989). Green field shows composition of glasses from Akaki Canyon (Rautenschlein et al., 1985; Regelous et al., 2014). Mean fore-arc basalt (FAB) and boninite (BON) for comparison (data sources as in Fig. 2). Note enrichment in fluid soluble elements in all Troodos lavas compared to MORB, the relative Nb and LREE enrichment in the most depleted Troodos lavas, and lack of Zr enrichment relative to Sm. (For interpretation of the colours in the figure(s), the reader is referred to the web version of this article.)

After Woelki et al. (2018)

СОСТАВЫ ВЫСОКО-Са И НИЗКО-Са БОНИНИТОВ

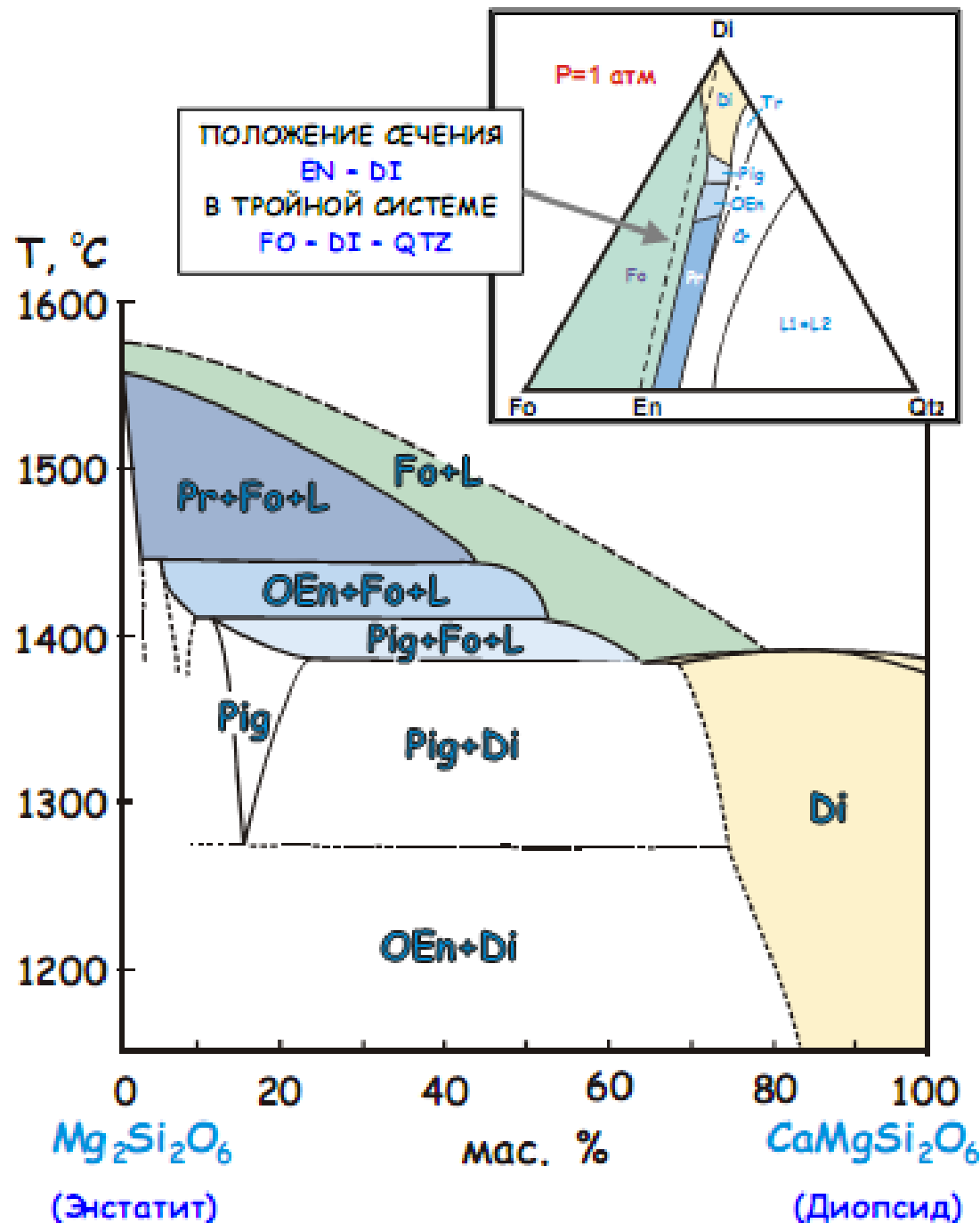
(Van Der Laan et al., 1989)

Оксиды	Высоко-Са	Низко-Са	
	Троодос (Кипр)	О-ва Бонин (Япония)	Мыс Фогеля (Папуа Новая Гвинея)
SiO ₂	54.93	58.82	59.34
TiO ₂	0.51	0.14	0.51
Al ₂ O ₃	13.15	11.06	10.62
FeO	8.20	8.43	9.27
MnO	-	-	-
MgO	11.52	11.71	12.57
CaO	10.21	7.79	5.74
Na ₂ O	1.17	1.61	1.37
K ₂ O	0.26	0.42	0.49
P ₂ O ₅	0.04	0.02	0.10
mg#	0.715	0.712	0.707
CaO/Al₂O₃	0.77	0.70	0.54
Cr	807	695	910
Ni	202	194	227

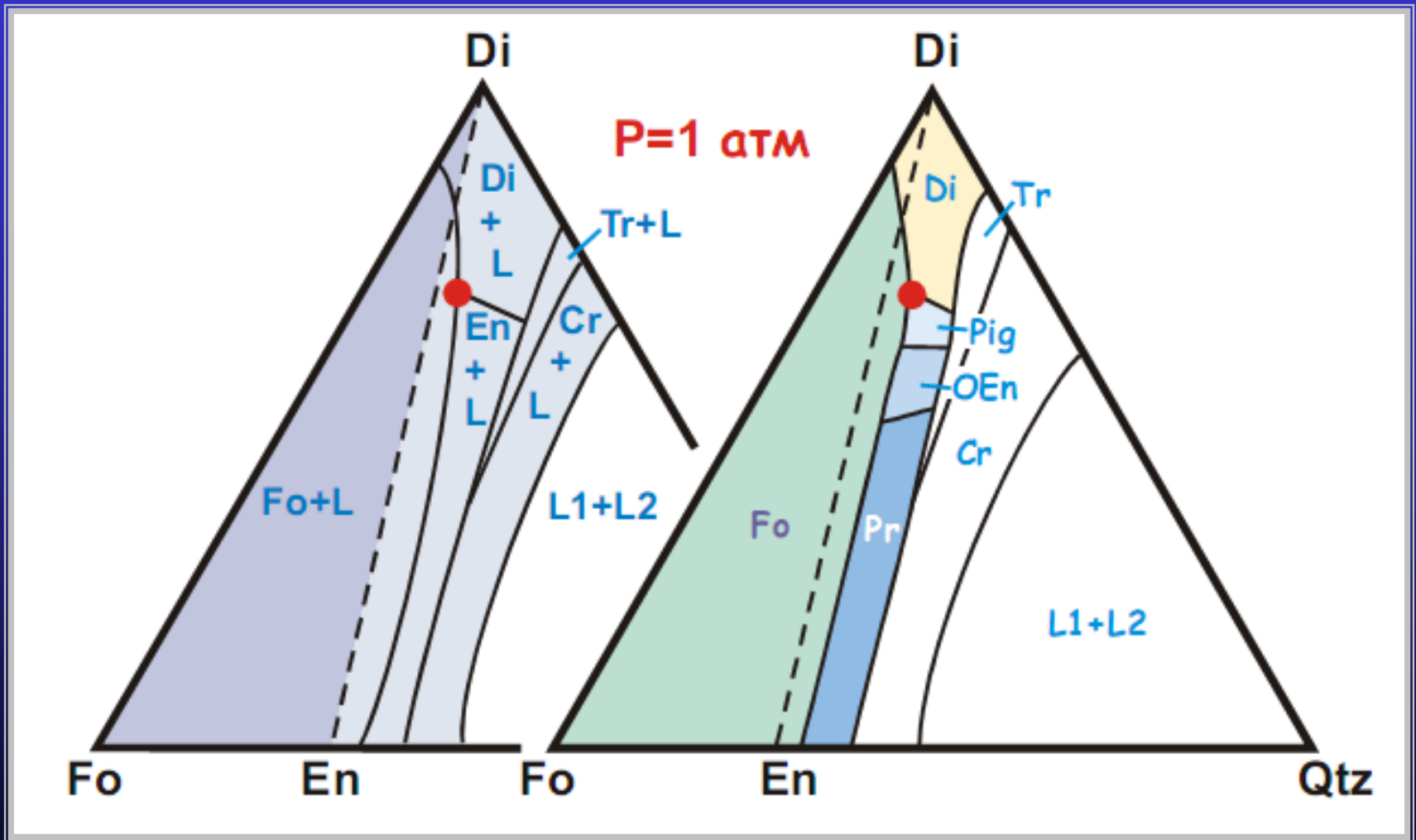


After Woelki et al. (2018)

Соотношения низко- Ca пироксенов в системах Fo-Di-Qtz и En-Di

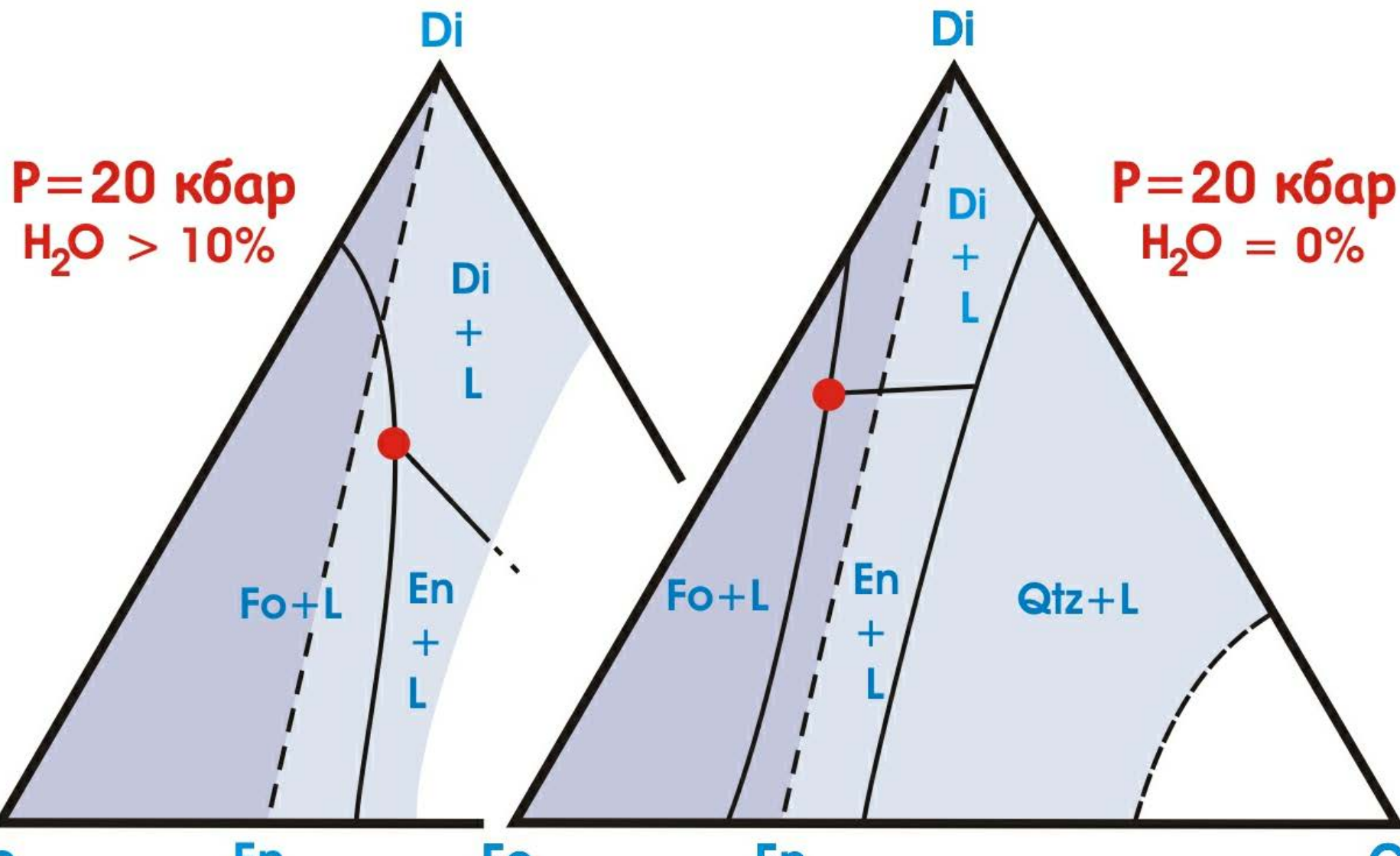


Упрощенная (слева) и детализированная (справа) система Fo-Di-Qtz

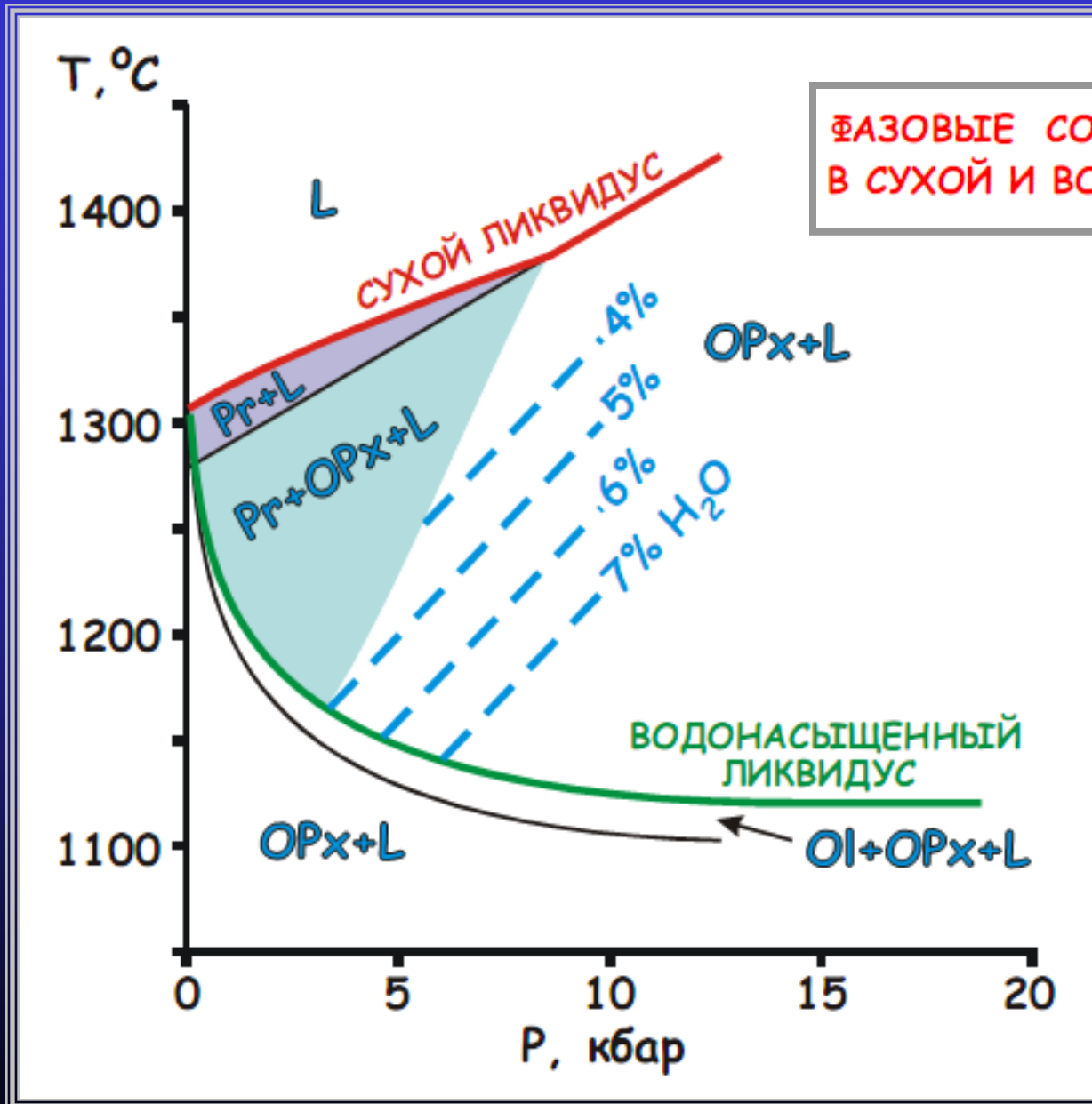


ВЛИЯНИЕ ВОДЫ

НА ПОЛОЖЕНИЕ ТОЧКИ РАВНОВЕСИЯ OL+CPX+OPX
В СИСТЕМЕ Fo-Di-SiO₂



Результаты экспериментов по плавлению бонинитов



ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ БОНИНИТОВ
В СУХОЙ И ВОДОСОДЕРЖАЩЕЙ СИСТЕМЕ