

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД РИФТОВЫХ ЗОН КОНТИНЕНТОВ

- Систематика щелочных пород
- Гипотезы образования щелочных магм
- Ультракалиевые породы – лампроиты
- Аномальная мантия и мантийный метасоматизм
- Влияние CO_2 . Карбонатиты.
- Полигенетическое происхождение фонолитов

СПЕЦИФИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

1. Щелочные породы содержат больше $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, чем может войти в полевые шпаты. Этот избыток щелочей расходуется на образование фельдшпатоидов, Na-пироксенов и щелочных амфиболов.
2. Относительный избыток $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ приводит к дефициту SiO_2 . Это выражается в том, что щелочные породы становятся "критически недосыщены" в отношении кремнезема. В результате при петрохимических пересчетах появляются нефелин, акмит, в сильно калиевых разностях – лейцит.
3. Дефицит полевошпатовых компонентов может проявляться и в недосыщенности по отношению к Al_2O_3 , хотя такие щелочные породы могут содержать достаточно SiO_2 , чтобы по этому критерию относиться к "насыщенным" и даже "пересыщенным".

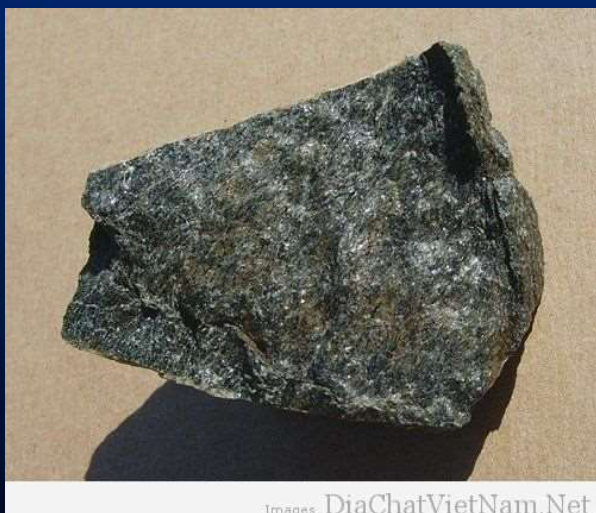
ВАЖНЕЙШИЕ ТИПЫ ЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ

- | | |
|-----------------|---|
| 1. БАЗАНИТ: | Ne-содержащий базальт (иногда лейцит + Ol) |
| 2. ТЕФРИТ: | безоливиновый базанит |
| 3. НЕФЕЛИНИТ: | парагенезис Ne + Cpx $\pm$ Ol |
| 4. ЛЕЙЦИТИТ: | парагенезис Lc + Cpx $\pm$ Ol |
| 5. МЕЛИЛИТИТ: | парагенезис мелилит + Cpx $\pm$ Ol |
| 6. ШОШОНИТ: | высоко-K базальт, включающий K-шпат $\pm$ Lc |
| 7. ФОНОЛИТ: | парагенезис щелочного полевого шпата + Ne |
| 8. КОМЕНДИТ: | щелочной риолит, $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 \geq 1$ |
| 9. ПАНТЕЛЛЕРИТ: | щелочной риолит, $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3 = 1.6-1.8$ |
-
- | | |
|----------------|---|
| 10. ЛАМПРОИТ: | высоко-K и ультракалиевые породы, богатые |
| 11. ЛАМПРОФИР: | летучими, содержат флогопит, биотит $\pm$ Ol $\pm$ Px |

ЛАМПРОИТЫ И ЛАМПРОФИРЫ

ЛАМПРОИТ (англ. lamproite) – общее название для группы **богатых лейцитом и санидином** вулканических пород. Термин введен П.Ниггли в 1923 г.

Алмазоносный **лампроит** впервые открыт в Австралии в 1976 году.



ЛАМПРОФИРЫ (от греч. lampros — блестящий, lamprophyres) — особая гипабиссальных полно-кристаллических пород ультраосновного, основного и среднего состава, обычно порфировой текстуры.

Термин введен Гюмбелем (Cumbel, 1879) для богатых слюдой и вследствие этого блестящих пород из даек Германии.

Содержат не менее 30% железомagneзиальных силикатов, среди которых главные — **биотит (флогопит) и/или амфибол**, второстепенные — Срх, ОI, мелилит. К главным минералам относятся также лабрадор, калиевый олигоклаз, К-На анортоклаз, фельдшпатоиды (нефелин, лейцит, анальцим). Акцессории — магнетит, апатит, циркон.

Пять главных вулканических серий горячих точек

1. Толеитовая:

от базальтов до ферродацитов

2. Натриевая субщелочная:

гавайит – муджиерит – бенморейт

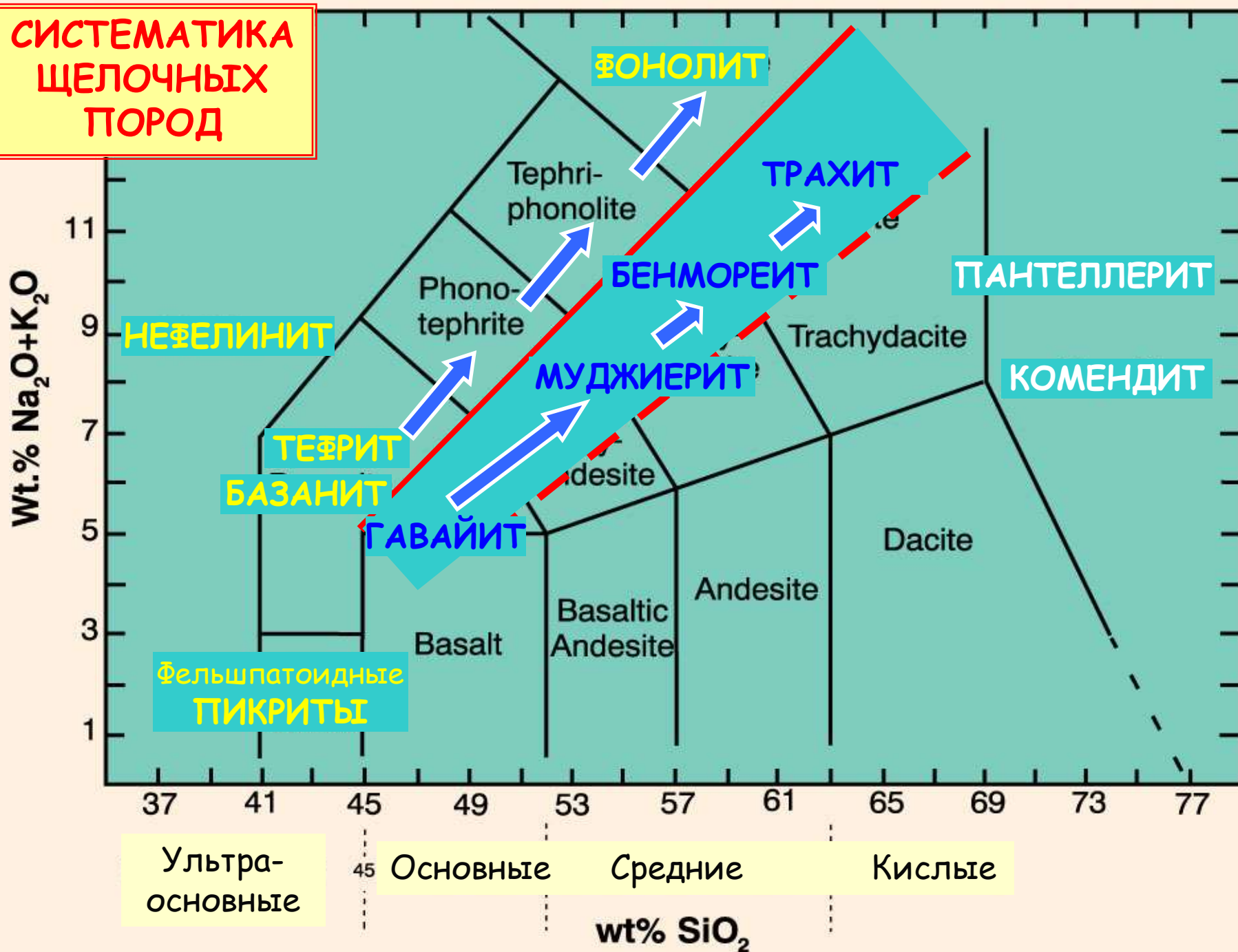
3. Калиевая субщелочная:

базальт – трахитовая

4. Базанит – тефрит - фонолитовая

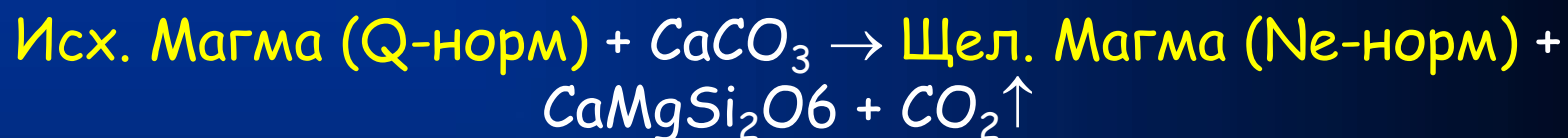
5. Нефелинит – фонолитовая

СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД



ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ СЕРИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

- Контаминация известняков (одна из первых идей)



- Фракционная кристаллизация субщелочных магм

ОI-базальт (или анкарамит) → Гавайит → Муджиерит → Бенморейт → Трахит или Фонолит

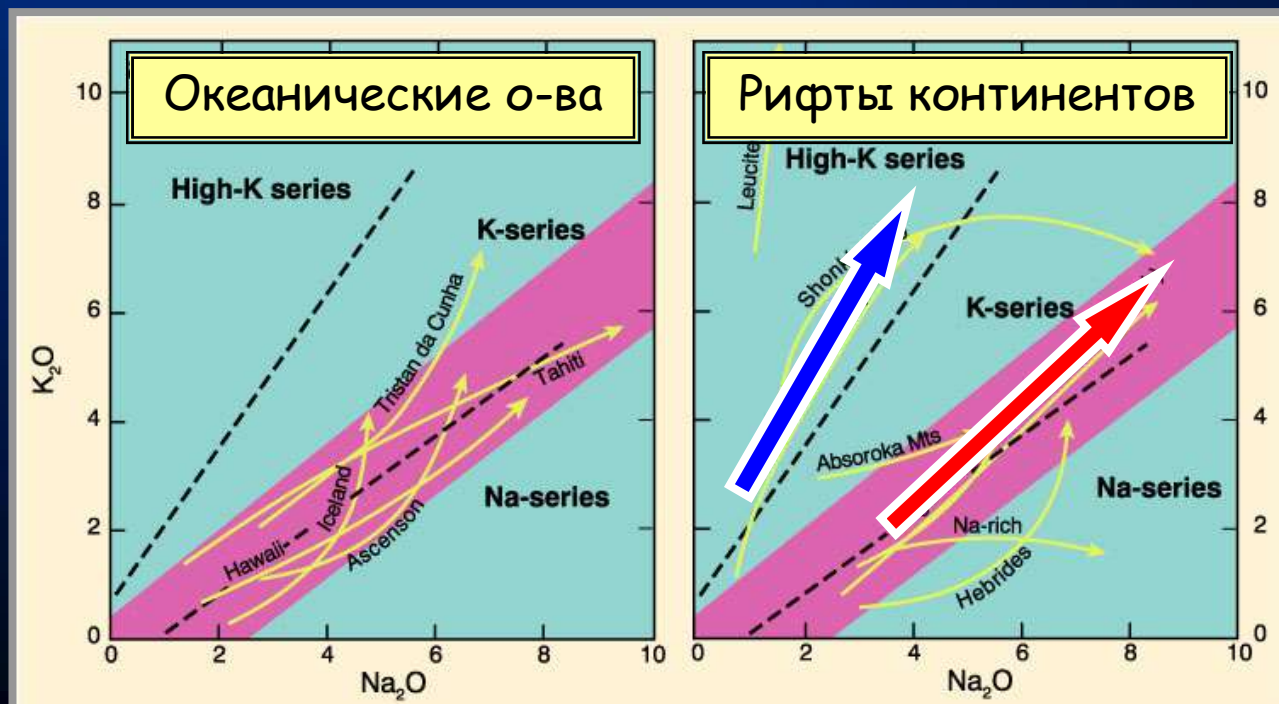
- Плавление субщелочных базальтов или амфиболитизированных аналогов основания коры

Гавайит (+ H₂O и CO₂) → Фонолит → Бенморейт → Муджиерит

— — — — Степень плавления — — — — ➤

ДВУХСТАДИЙНОЕ ОБРАЗОВАНИЕ ЩЕЛОЧНЫХ СЕРИЙ

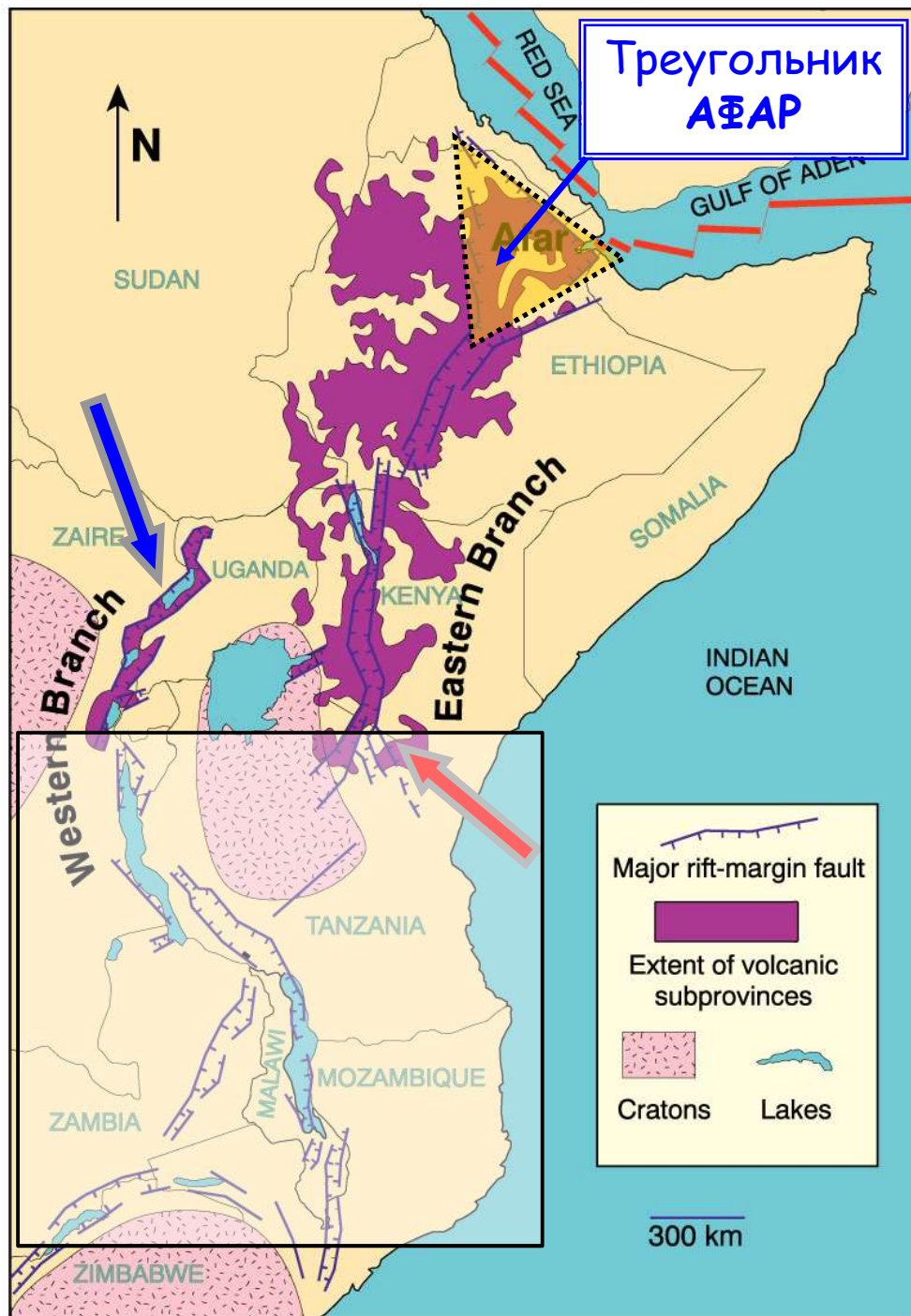
1. Мантийное плавление и образование первичных щелочно-базальтовых магм
2. Внутрикоровая дифференциация этих расплавов, возможно рециклинг – плавление ранних продуктов кристаллизации.



Мантийный источник особенно важен для высоко-К магм

Составы высоко-Mg пород ультра-K серий Уганды в сравнении с лампроитами Австралии

Компонент	Катунгит	Мафурит	Мафурит	Лампроит	Лампроит
Компонент	Вул. поле Бирунга	Вул. поле Торо-Анколе		Восточная Замбия	Австралия (105)
SiO ₂	35.00	37.95	39.06		42.31
TiO ₂	4.84	4.56	4.36		3.75
Al ₂ O ₃	7.69	7.98	8.18		3.92
FeO	11.17	10.27	9.13		8.27
MnO	0.26	0.22	0.26		-
MgO	12.37	14.27	17.66		24.42
CaO	16.02	12.31	10.40		5.00
Na ₂ O	1.33	0.95	0.18		0.50
K₂O	3.54	6.33	6.98		4.01
P ₂ O ₅	0.97	0.75	0.61		1.59



Лампроиты и кимберлиты Восточной Замбии

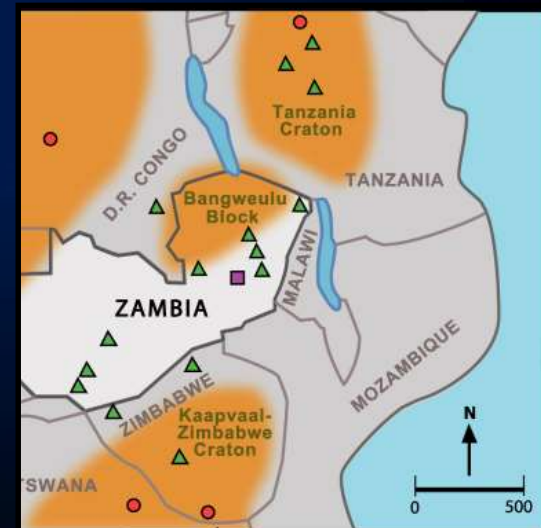
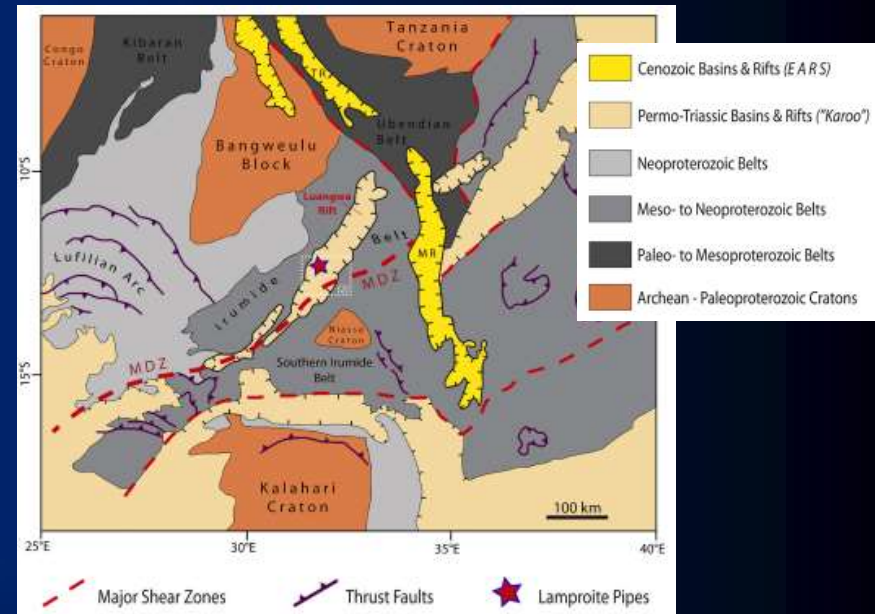
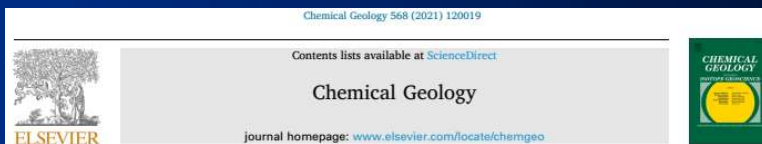
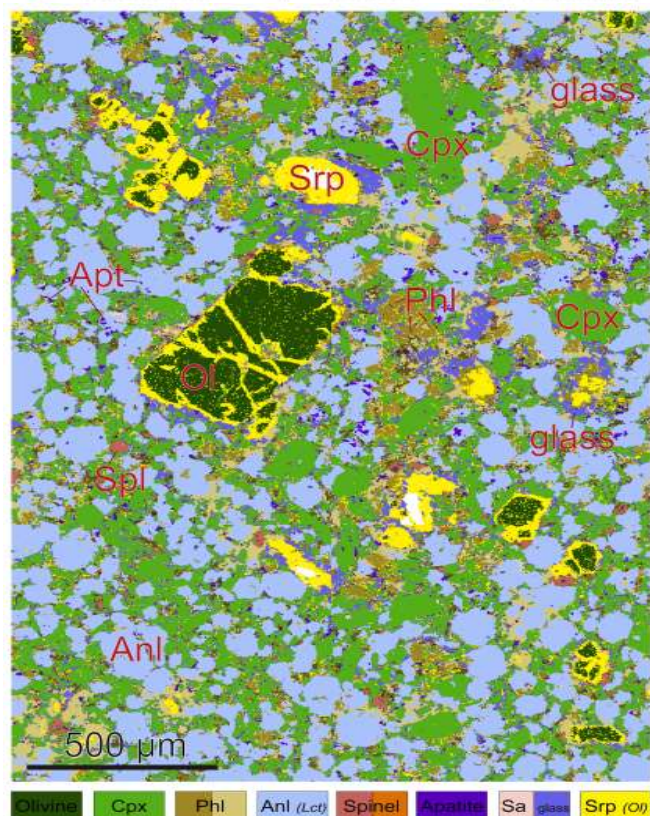
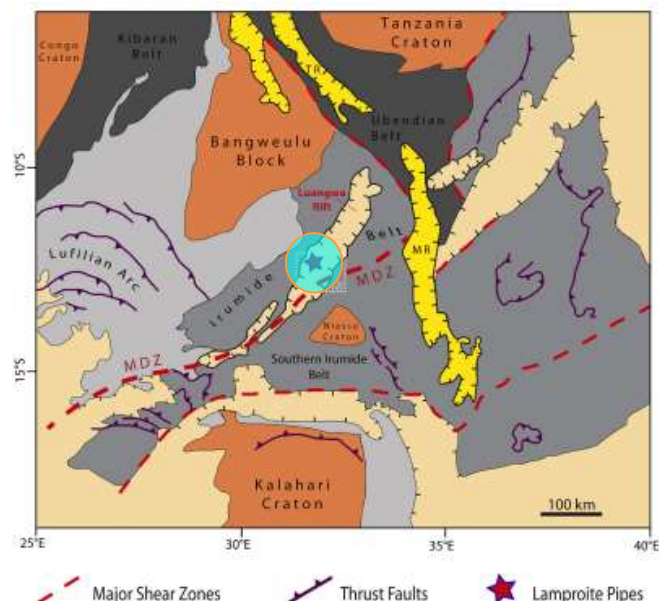


Figure 1: Cratonic Setting of Zambia

Лампроиты и кимберлиты Вост. Замбии



Diamondiferous lamproites of the Luangwa Rift in central Africa and links to remobilized cratonic lithosphere

Ntando S. Ngwenya, Sebastian Tappe*

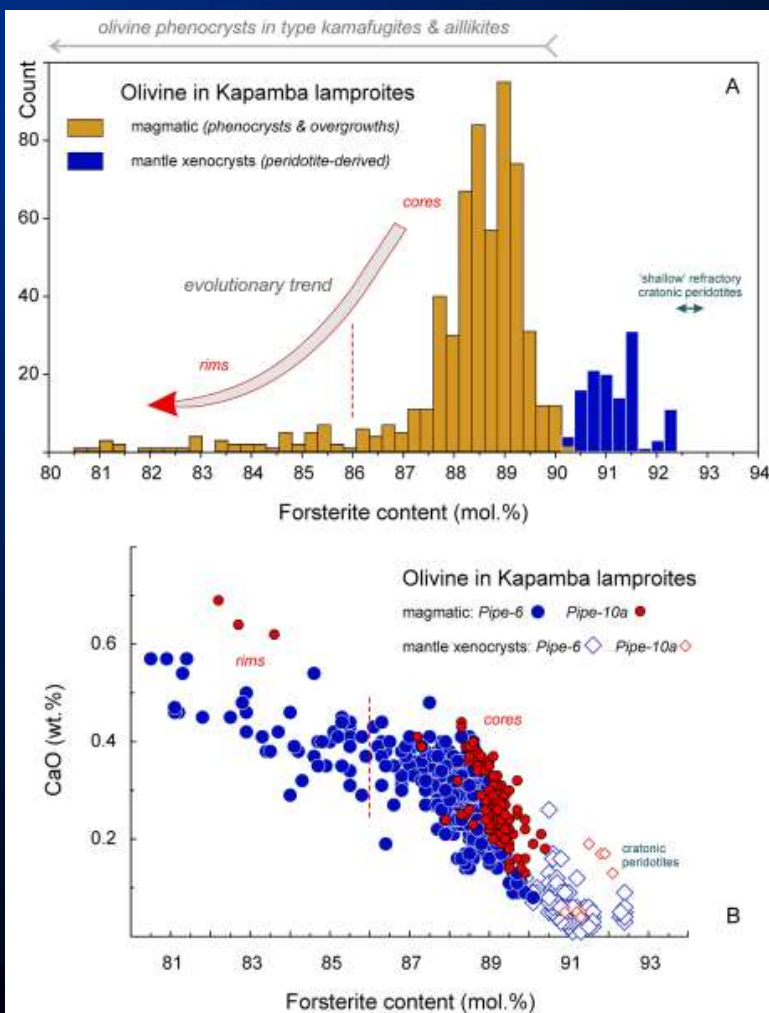
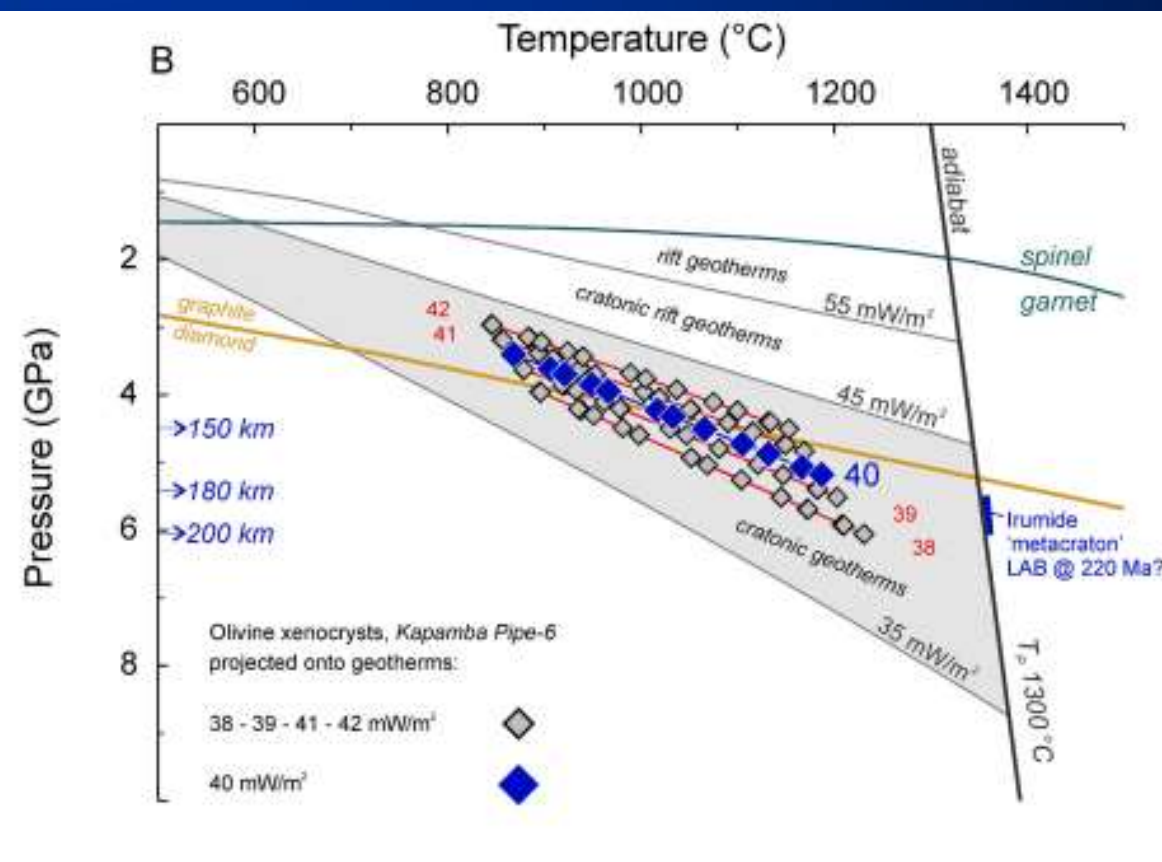


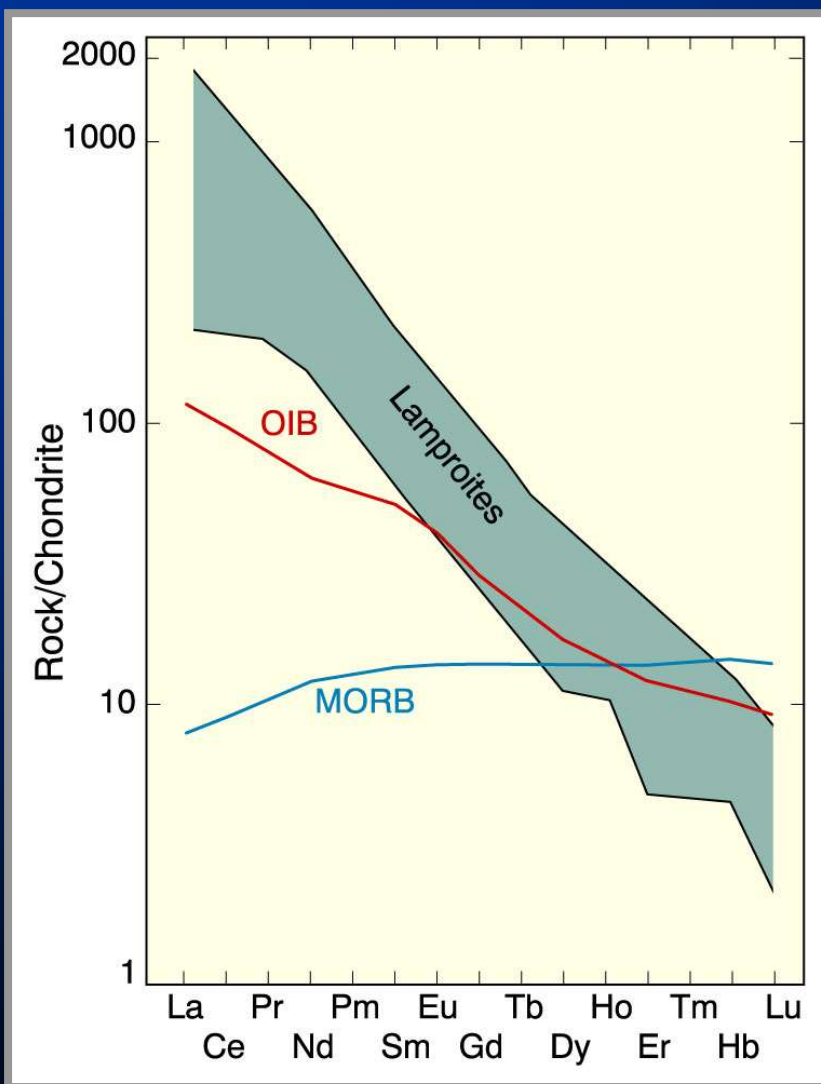
Fig. 6. (A-B) Major and minor element compositions of olivine in the Kapamba lamproites. (A) The distribution of olivine forsterite contents (in mol%) in magmatic lamproites from Pipe-6 and Pipe-10a displayed as a histogram. Magmatic olivine comprises microphenocrysts and overgrowths on olivine xenocrysts ranging in composition from Fo_{80.5-90.4}. Olivine rims typically have <Fo₈₆ (red dashed line). Resorbed peridotite-derived olivine xenocrysts have Fo_{90-92.4}, which is only slightly less magnesian than olivine from shallow refractory peridotites that are common building blocks of Archean cratonic mantle lithosphere. The green bar depicts olivine forsterite averages for cratons worldwide ranging between Fo_{92.4-92.9} (based on the compilation in Bernstein et al., 2007). (B) The CaO (wt%) versus forsterite contents (mol%) of olivine crystals in lamproites from Kapamba Pipe-6 and Pipe-10a. The strongly elevated CaO contents of the magmatic olivine rims are atypical for carbonate-free lamproites, but are commonly observed in primary carbonate-bearing kamafugites and aillikites (Tappe et al., 2006, 2003). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Лампроиты и кимберлиты Вост. Замбии



(B) Aluminum-in-olivine temperatures for xenocrysts from magmatic lamproites of Pipe-6. Based on their trace element systematics (e.g., Al-V) the olivine xenocrysts are mainly derived from garnet-bearing mantle peridotite and the estimated equilibration temperatures are iteratively projected onto various geotherms for continental lithosphere. The intersection between typical cratonic geotherms (38–42 mW/m^2) and the 1300 °C mantle adiabat places approximately 90 to 15 km of the lower lithosphere into the diamond stability field (i.e., the diamond window). Our preferred geotherm solutions between 40 and 42 mW/m^2 suggest that the lithosphere-asthenosphere boundary beneath the Irumide 'metacraton' was located at approximately 200 to 180 km depths at 220 Ma (i.e., a diamond window of 50 to 15 km). Note that geotherms warmer than 42 mW/m^2 , such as typically encountered in cratonic rifts (Foley et al., 2006; Tappe et al., 2007), do not support diamond-stable conditions within the continental lithosphere of south-central Africa. The 42 mW/m^2 geotherm thus provides the upper limit of the regional heat flow during the Mesozoic given the diamondiferous nature of the Kapamba lamproites in the Luangwa Rift. Geotherms and spinel-garnet transition are after Hasterok and Chapman (2011). The graphite-diamond transition is after Day (2012). The Al-in-olivine temperatures are calculated using the calibration of Bussweiler et al. (2017).

ЛАМПРОИТЫ: минералогия и химические особенности



Лампроиты – семейство ультра-калиевых вулканических и гипабиссальных пород, которые характеризуются максимальной степенью обогащения несовместимыми элементами:

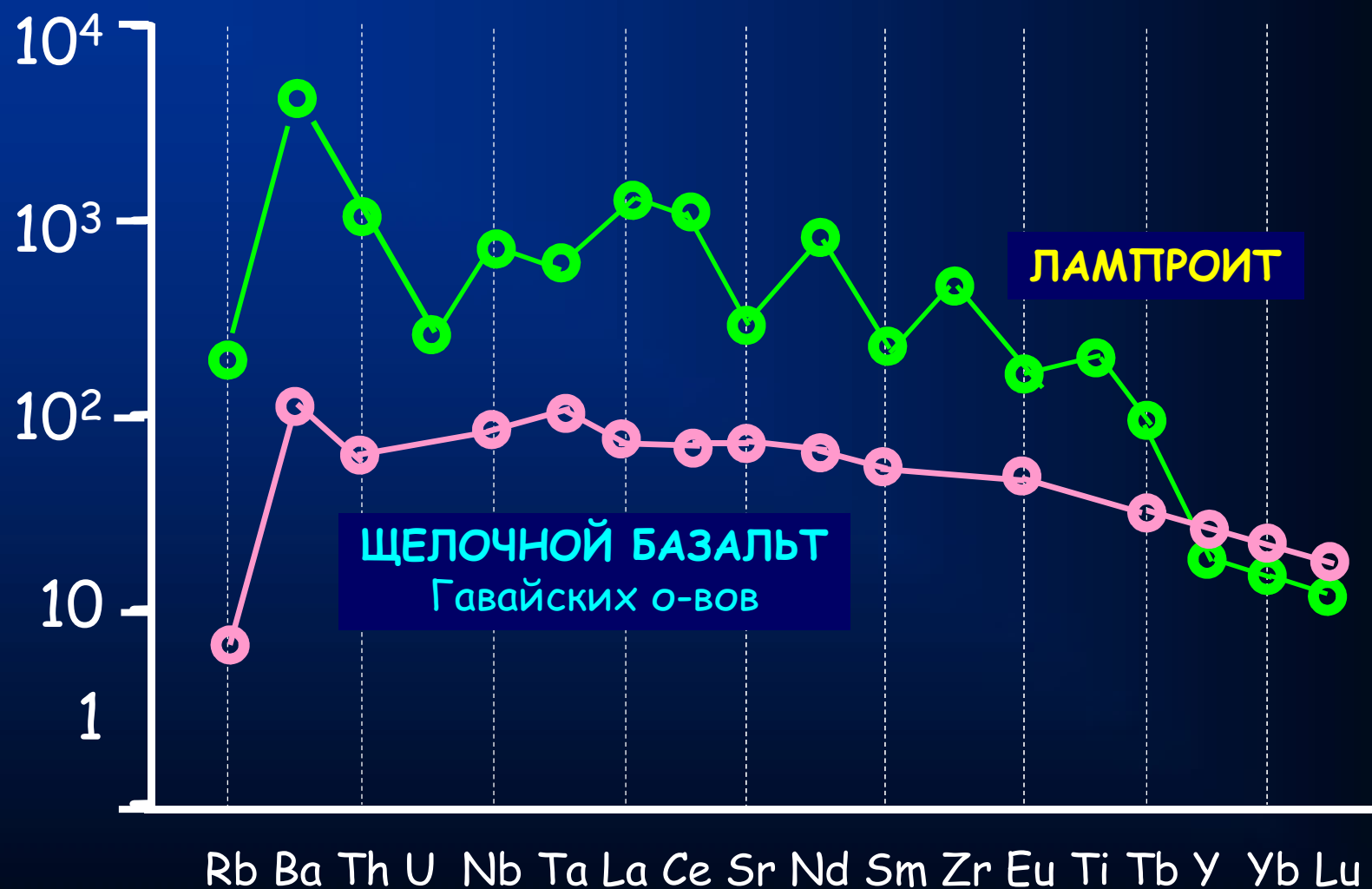
$Ba > 5000$, $La > 200$ ppm, $Zr > 500$

$K_2O/Na_2O > 5$

Эти породы **никогда не содержат** полевых шпатов – обычный набор фенокристаллов:

**Ol + флогопит ± лейцит ±
Ti-K-амфибол (рихтерит) ± Crx**

ЛАМПРОИТЫ: содержания микроэлементов и сравнение с составами щелочных базальтов



МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И АНОМАЛЬНАЯ МАНТИЯ

Метасоматизированная мантия -

аномально обогащенная несовместимыми элементами в результате инфильтрационного просачивания расплавов низких степеней плавления и/или под воздействием мантийных флюидных потоков

Явление метасоматизма

всегда обусловлено наличием подвижного и химически активного агента (расплава или флюида), который имеет возможность перемещаться в пределах примитивной мантии и вступать в реакции со слагающими ее минералами.

Признаки преобразования мантийного вещества под воздействием флюидных потоков

1. Находки ксенолитов с **высоким содержанием слюд**, фосфатов и минералов титана.
Присутствие Al-Fe-Ti клинопироксена.

Эти **метасоматизированные породы** можно характеризовать как:

верлиты (Ol+Crх, Ol > 40%),

оливиновые клинопироксениты (Ol+Crх, Ol < 40%),

или **пироксениты** (Orх+Crх+Ol, Ol < 40%),

ЛАМПРОИТЫ: продукты аномальной мантии !?

Степень обогащения высоко-К лампроитов относительно
мантийных перидотитов

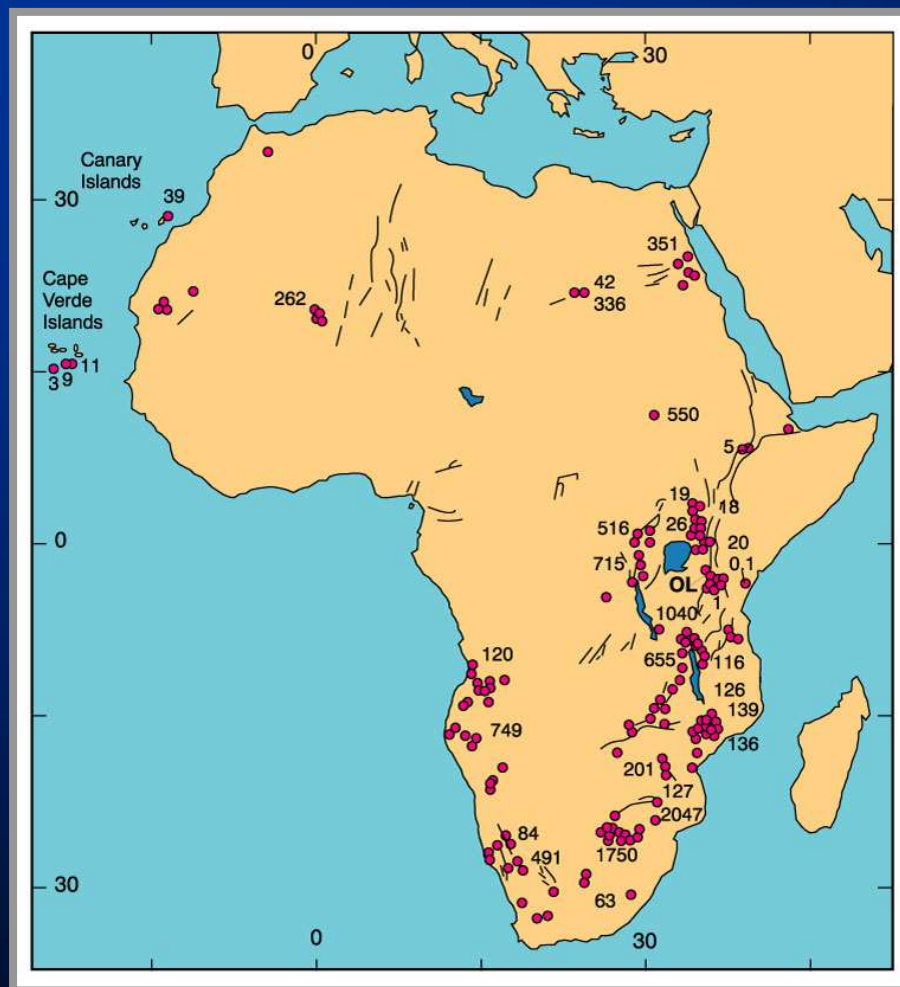
Элемент	Ксенолиты		ЛАМпроит	Степень обогащения	
	Sp-Пер	МЕТ		ЛАМ/Sp-Пер	ЛАМ/МЕТ
Rb	1.9	47	457	241	9.7
Ba	33	1442	10607	321	7.4
Nb	4.8	60	147	31	2.5
K	8300	16683	79680	10	4.8
La	2.6	-	348	134	-
Ce	6.3	80	629	100	7.9
Sr	49	747	1296	26	1.7
Ti	540	15480	37740	70	2.4

Признаки преобразования мантийного вещества под воздействием флюидных потоков

1. Находки ксенолитов.
2. Обогащение межзернового пространства нодулей редкоземельными элементами.
3. Обнаружение флюидных включений, заполненных высокоплотной двуокисью углерода (CO_2).

Присутствие CO_2 в мантийном источнике – важнейший фактор образования и эволюции щелочных магм !!!

КАРБОНАТИТЫ: минеральный состав и ассоциации



В мире известно более 330 проявлений карбонатитовых лав.

Общая площадь не выше 100 км².

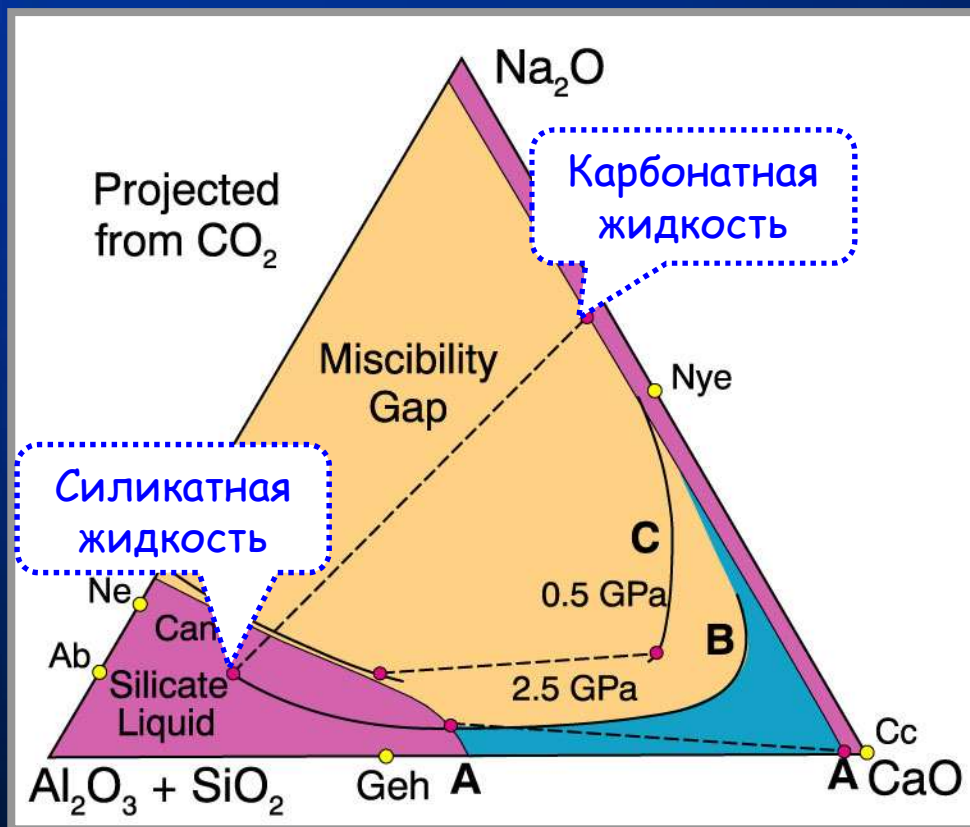
Карбонатит – магматическая порода, содержащая > 50% карбоната.

Обычно это **кальцит**, но может быть **доломит** или существенно **сода** (влк. Олдоиньо-Ленгаи в Танзании).

Часто в ассоциации с **Срх**, **щелочным амфиболом**, **Мт** и **биотитом**.

Обычно карбонатиты ассоциируют с Na-щелочными сериями, включая породы от нефелинитов до фонолитов.

КАРБОНАТИТЫ: как продукт несмешиваемости карбонатно-силикатных систем



Фазовое расслоение в системе Na₂O-CaO - SiO₂-Al₂O₃-CO₂ Проекция из вершины CO₂ для CO₂-насыщенных условий.

Карбонатиты Вост. Африки

Оксид	Танзания	Уганда
SiO ₂	0.16	13.53
TiO ₂	0.02	1.94
Al ₂ O ₃	0.0	2.40
FeO	0.25	11.66
MnO	0.38	0.45
MgO	0.38	8.45
CaO	14.02	35.33
Na ₂ O	37.22	0.87
K ₂ O	8.38	0.07
P ₂ O ₅	0.85	3.27
H ₂ O ⁺	0.56	5.83
CO ₂	31.55	11.64
SO ₃	3.72	0.28

КАРБОНАТИТЫ: НОВЫЕ ДАННЫЕ И ОБОБЩЕНИЯ

OXFORD

Journal of Petrology, 2024, 65, egae105

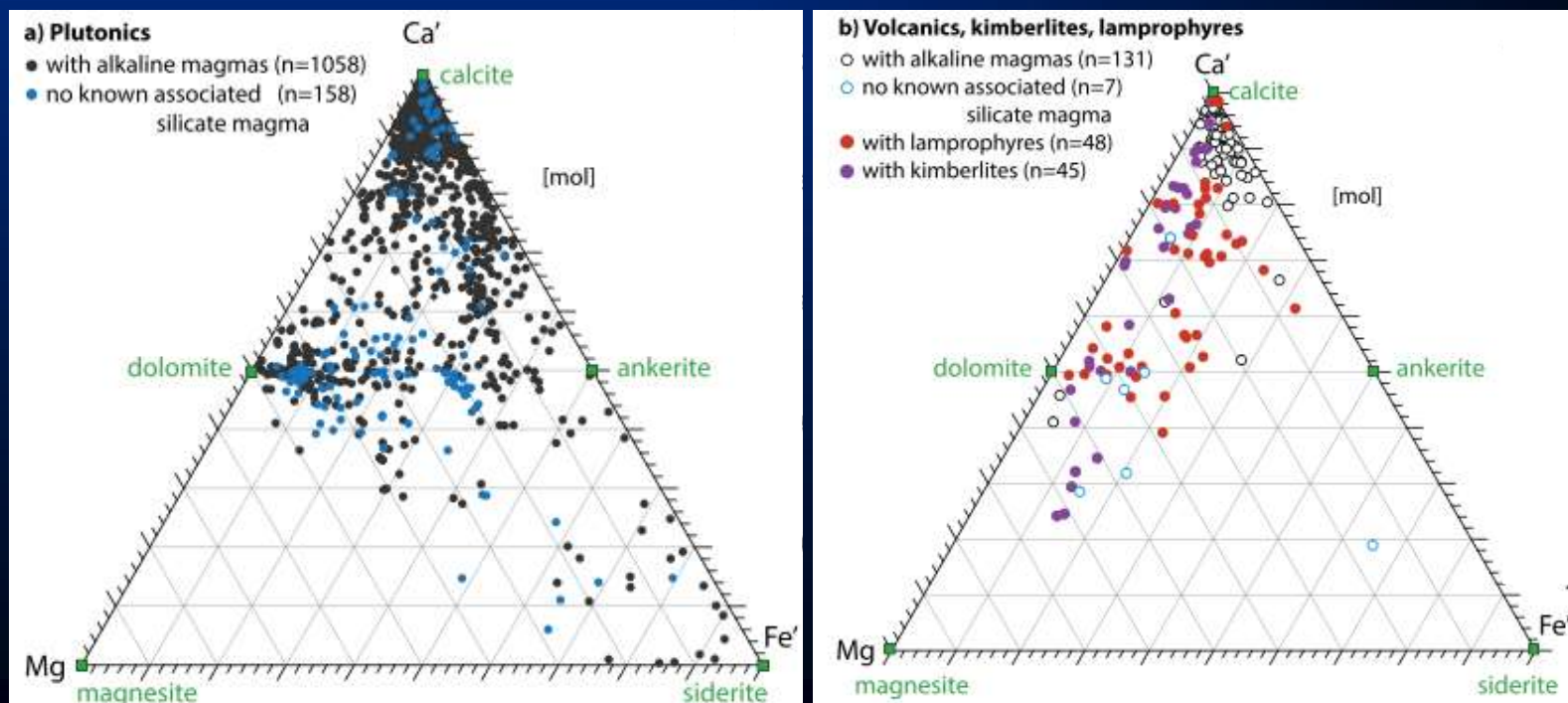
<https://doi.org/10.1093/petrology/egae105>

ADVANCE ACCESS PUBLICATION DATE 17 OCTOBER 2024

Perspectives in Petrology

The Origin of Carbonatites—Combining the Rock Record with Available Experimental Constraints

MAX W. SCHMIDT^{1,*}, ANDREA GIULIANI^{1,2} and STEFANO POLI³



КАРБОНАТИТЫ: стабильность карбонатов

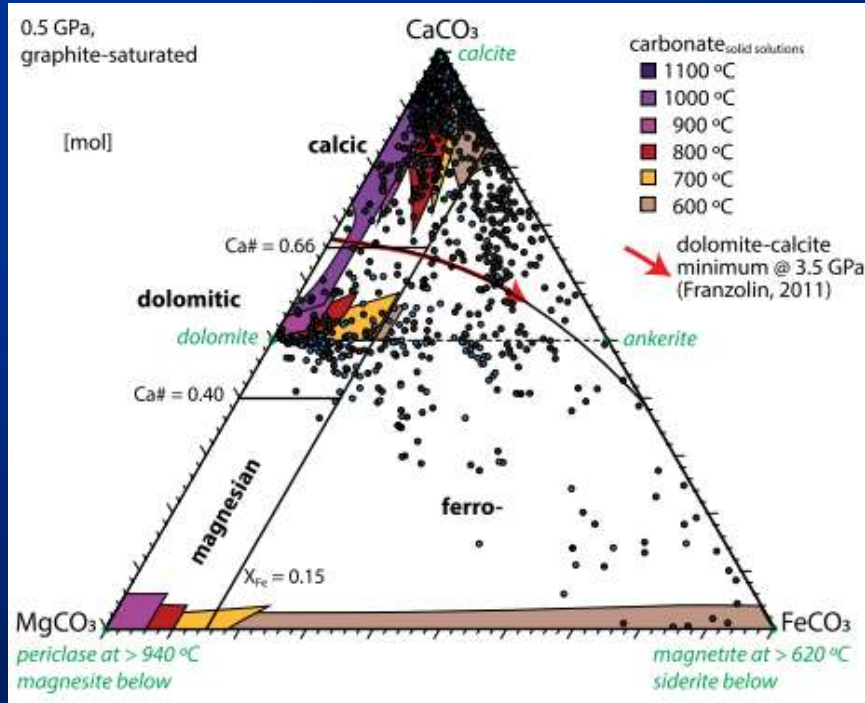


Fig. 2. Stable carbonate mineral compositions (in color) calculated at 0.5 GPa using the carbonate solid solution model of Franzolin *et al.* (2011) and PerPlex (Connolly, 2005). Grey dots are carbonatite bulk compositions plotted as in Fig. 1. Note that in the (Ca,Mg,Fe)CO₃ ternary, ankerite and siderite both redox-disproportionate at >620°C to graphite + magnetite even at the lowest oxygen fugacity of carbonate stability (graphite saturation). The colored fields also correspond to possible mono-mineralic carbonatites. According to the mineral stabilities, we use 'calcic' for carbonatitic melts that crystallize calcite first (approximated by $X_{Ca} > 0.66$ and $X_{Fe} < 0.15$), 'dolomitic' for those who could crystallize dolomite first ($0.66 > X_{Ca} > 0.40$ and $X_{Fe} < 0.15$), and 'ferro-' for those which would contain substantial amounts of siderite, ankerite or Fe-oxides ($X_{Fe} > 0.15$). The ternary dolomite-calcite minimum is only known at 3.5 GPa, yet, in the binary (Ca,Mg)CO₃ the minimum is almost invariant in composition from 0.2 to 5.0 GPa.

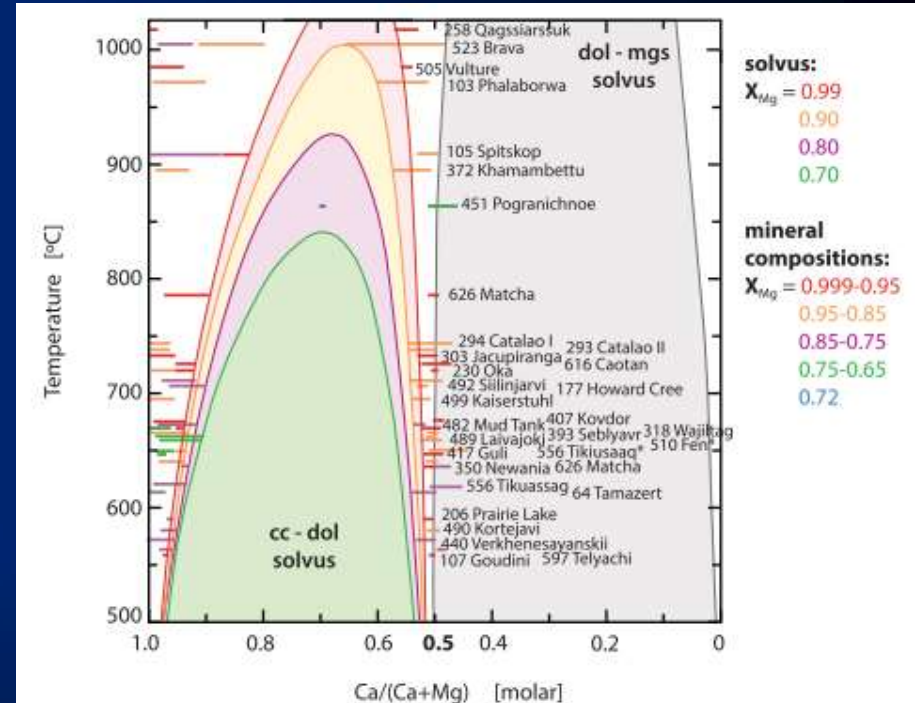
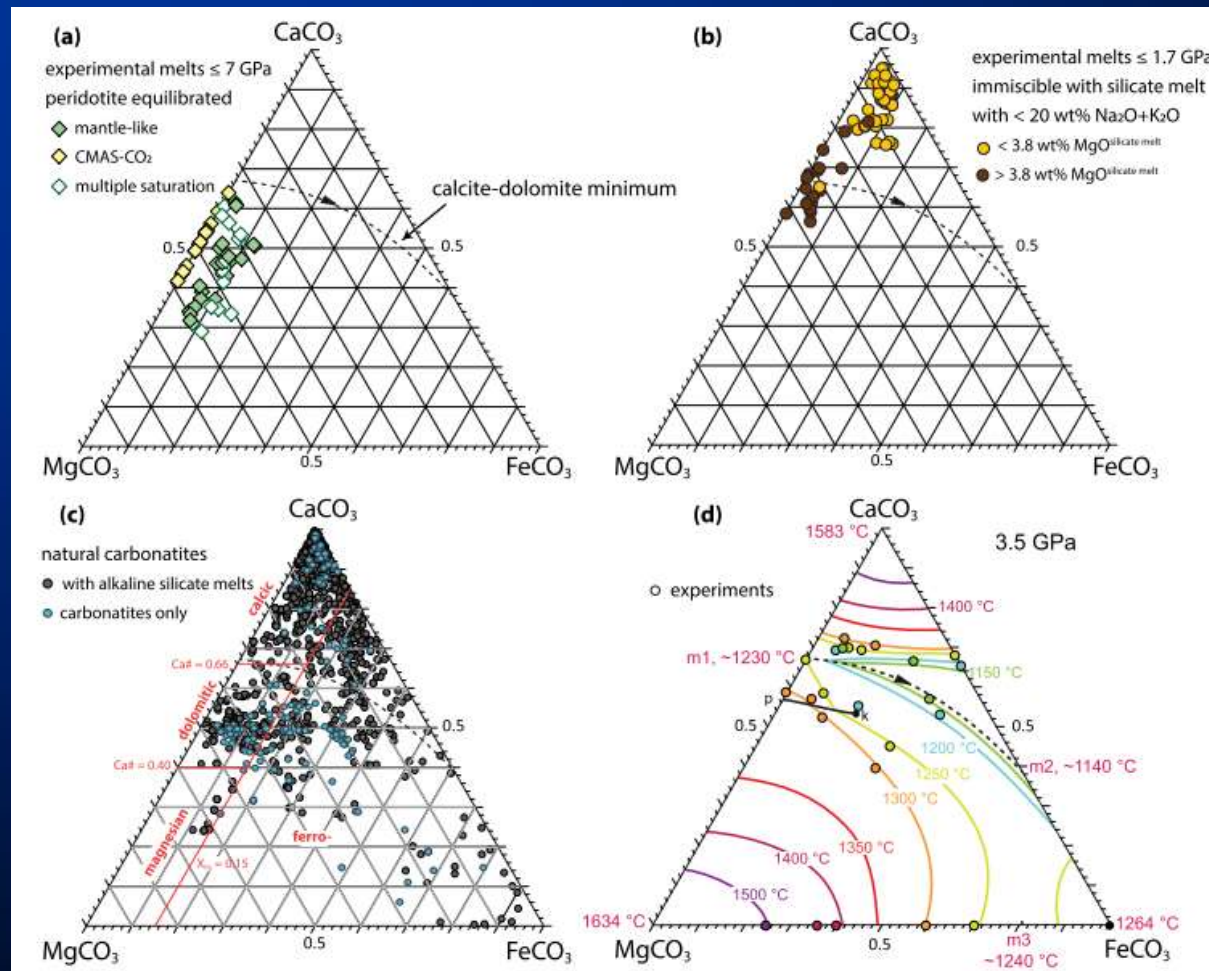


Fig. 3. Calcite-dolomite solvus at 0.5 GPa (calculated based on Franzolin *et al.*, 2011), contoured for X_{Mg} and compared to mineral compositions in magmatic carbonatite occurrences that have calcite_{ss} + dolomite_{ss} (from georoc). Mineral compositional ranges for each occurrence are plotted at the temperature where they touch the solvus of the corresponding X_{Mg} . These values indicate minimum crystallization temperatures, which may represent magmatic crystallization or subsolidus re-equilibration if truly coexisting. Remarkably, only 8 of the 33 occurrences with both calcite and dolomite compositions yield temperatures higher than 750°C. The dolomite-magnesite is almost invariant with X_{Mg} , and graphically well represented by a single limit, yet, at $X_{Mg} \leq 0.70$ redox disproportionation terminates this solvus at $\leq 980^\circ\text{C}$.

Расчеты при 5 кбар!

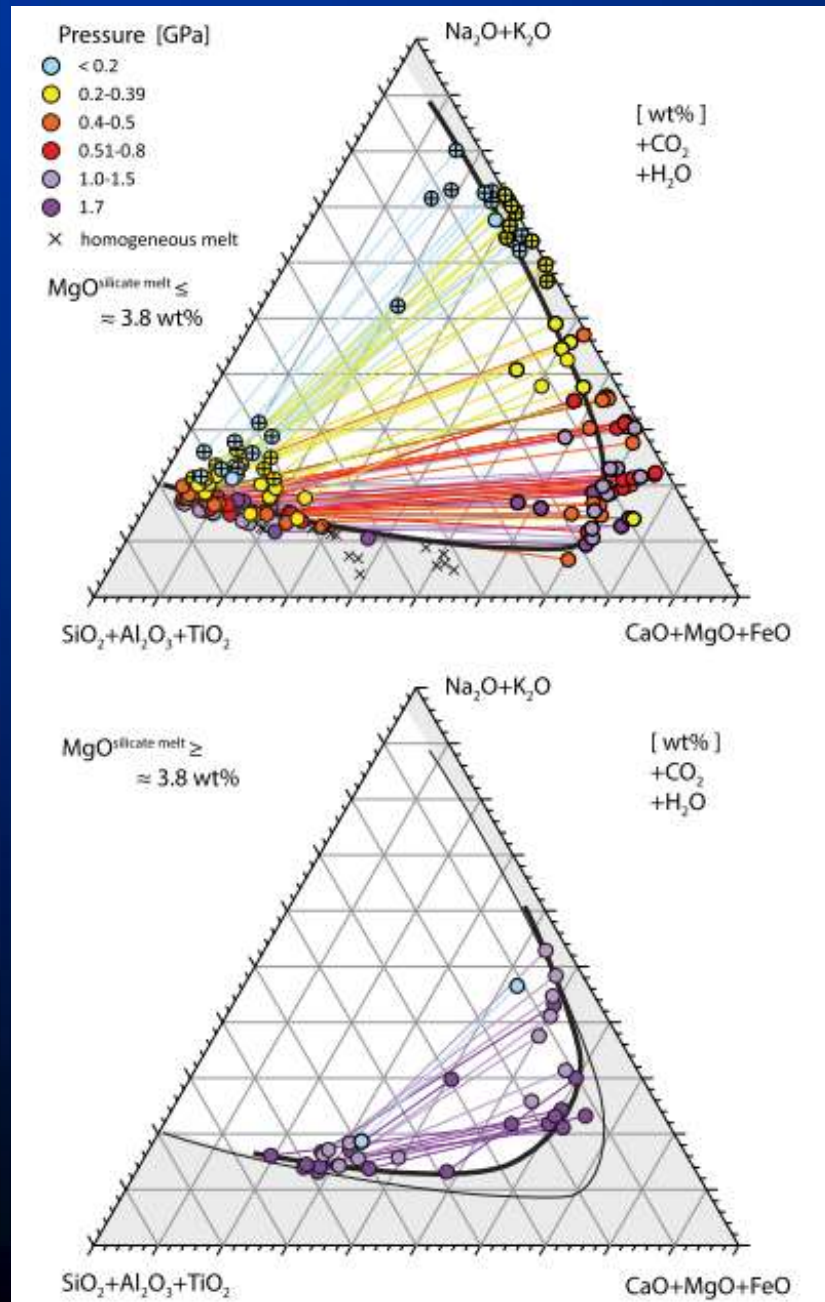
КАРБОНАТИТЫ: эксперименты по плавлению карбонатизированных перидотитов



Плавление
начинается с
образования
"доломитовых"
расплавов
($< 15\% \text{SiO}_2$)

Fig. 9. Experimental melt and natural carbonatite rock compositions projected into the CaO-MgO-FeO ternary (Supplementary Materials, Tables S2, S5, S6). (a) Experimental melts from carbonated peridotites (full symbols) and from multiple saturation of carbonated melts with olivine + opx + cpx ± spinel/garnet (open symbols) are all dolomitic. (b) Experimental melts immiscible with silicate melts that have ≤ 20 wt % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (see text). (c) Magmatic carbonatite rocks from the *georoc* database. (d) Liquidus diagram of the Ca-Mg-Fe-carbonate ternary at 3.5 GPa after Franzolin (2010) with the Fe-Mg-side modified after Kang et al. (2016). Dots (color coded for temperature) are the experimental data. Lower pressure liquidus surfaces are unknown, yet, the minimum on the Ca-Mg join is almost invariant in composition with pressure (Zhao et al., 2022; see Fig. 5).

КАРБОНАТИТЫ: карбонатно-силикатная несмешимость



EXPERIMENTAL CARBONATITIC MELTS PRODUCED BY IMMISCIBILITY

The previous two sections demonstrate that carbonatitic melts generated in the upper mantle are unlikely to rise further than to 60 km depth and, even if they would reach the crust, would be dolomitic and crystallize periclase and calcite at crustal conditions. Further, there is no unanimous evidence for mantle-derived xenoliths or xenocrysts in carbonatites but only in associated silicate rocks. In the following, we evaluate the experimental and natural evidence for an origin of carbonatites by immiscibility with silicate melts.

Conditions of silicate-carbonatite liquid immiscibility and the extent and shape of the miscibility gap

Experiments on close-to-natural melt compositions that obtained silicate-carbonatite liquid immiscibility are all on alkaline melts and range from 0.01 to 3.2 GPa and 700°C to 1260°C (larger datasets from [Freestone & Hamilton, 1980](#); [Kjarsgaard, 1998](#); [Martin et al., 2013](#); [Nabyl et al., 2020](#); [Weidendorfer & Asimov, 2022](#), complete data in Supplementary Materials, Table S6). Although

Fig. 12. Silicate-carbonatite liquid immiscibility presented in the Hamilton diagram (after [Kjarsgaard, 1998](#)). (a) Conjugate pairs involving silicate melts with <3.8 wt % MgO, all tie-lines radiate from an area centered at $\approx 15 \text{ wt \% Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ and 75 wt % $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$. (b) Conjugate pairs involving silicate melts with >3.8 wt % MgO have a smaller immiscibility field (the thinner line is the boundary from (a)), and for a given bulk alkali content, tie lines much steeper than in (a). In the range 3.7 to 4.0 wt % $\text{MgO}^{\text{silicate melt}}$ there is 1 melt pair with a steep and 2 melt pairs with a comparatively flat tie line on the other side of the (statistically chosen) 3.8 wt % MgO divide. This boundary is not sharp, as the compositional space is much more complex than the three condensed components shown here. In particular, the Hamilton diagram condensates $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO}$ into one component and hence does not differentiate between magnesian and calcic silicate melts or calcic and dolomitic carbonatitic melts. The carbonatitic melts unmixing from high-Mg silicate melts are mostly dolomitic, while those unmixing from low-Mg silicate melts are almost exclusively calcic (Fig. 9b). In grey fields of possible melt compositions.

КАРБОНАТИТЫ: Пути дифференциации, приводящие к несмесимости

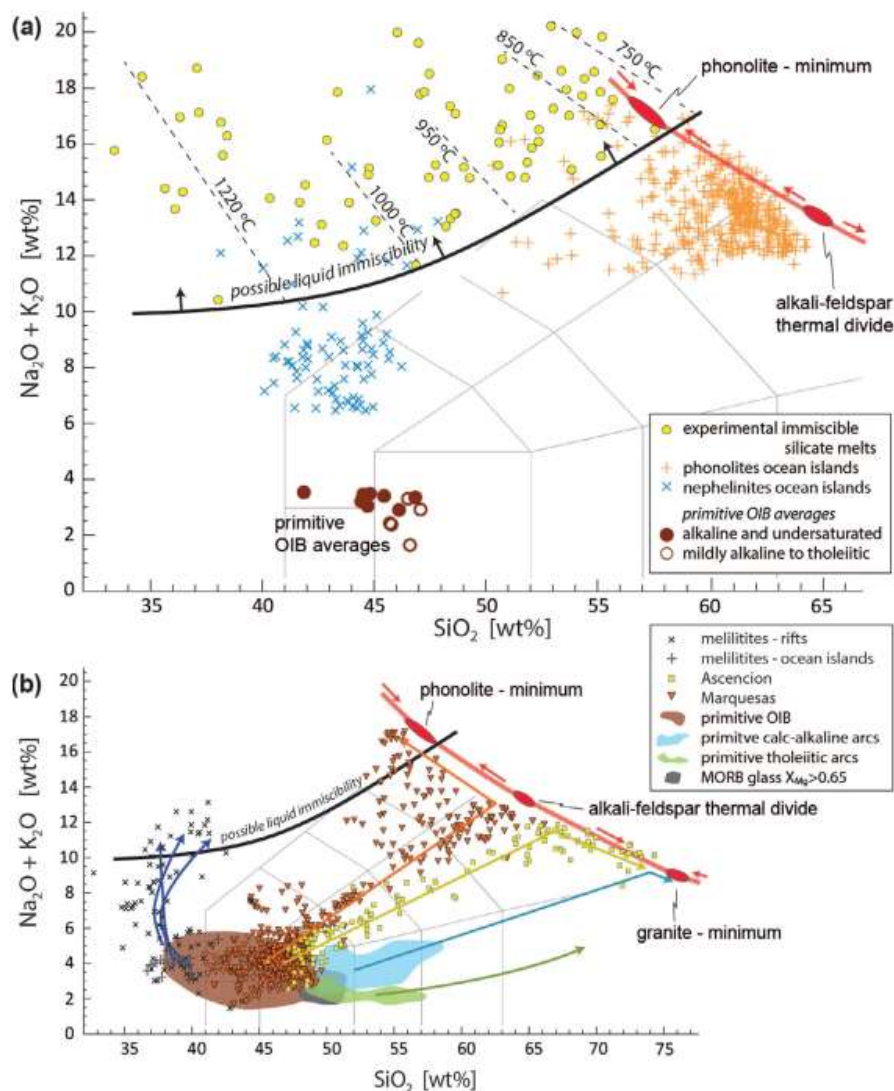


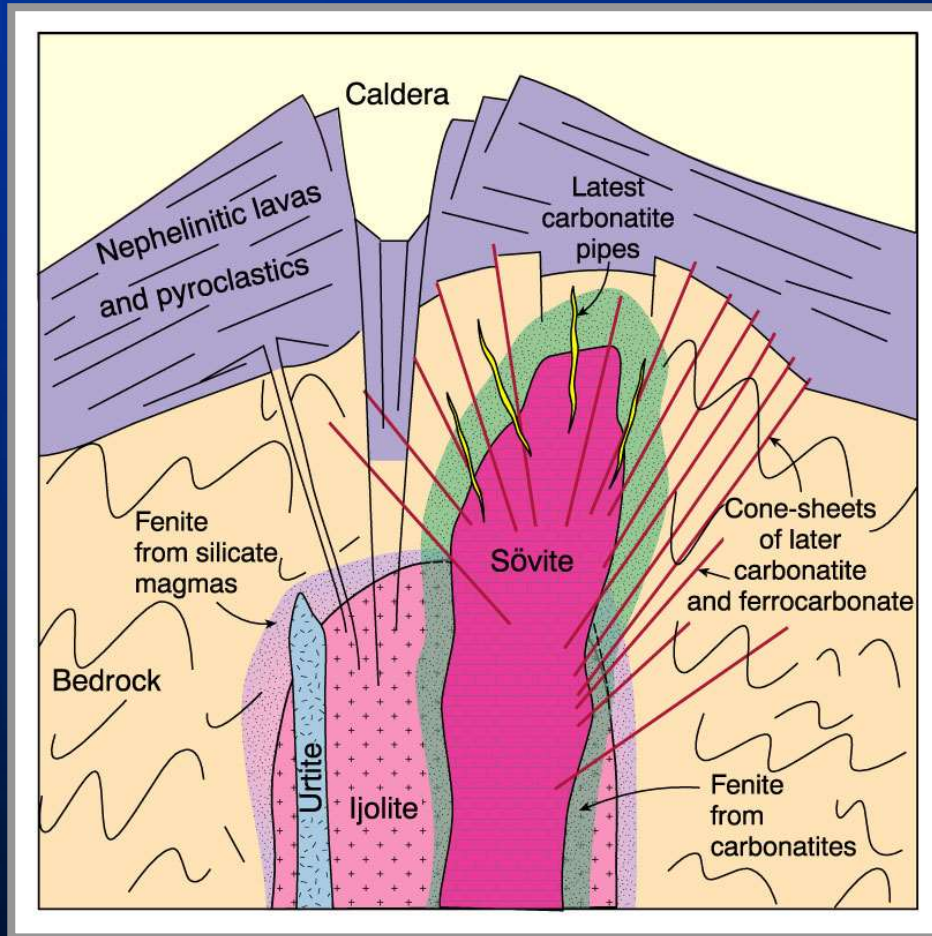
Fig. 13. Total alkali vs SiO₂ diagram (TAS). (a) Experimental silicate melt compositions conjugate to carbonatitic melts at ≤ 1.7 GPa define a minimum alkali limit for liquid immiscibility (black line). Natural oceanic island magma compositions that could develop immiscibility can be divided into melilitites+nephelinites (diagonal crosses) and phonolites (vertical crosses) and result from two distinct differentiation pathways (panel b). Only ocean island melilitites + nephelinites with >6 wt % Na₂O + K₂O and ocean island phonolites with alkali contents above the differentiation path to the alkali-feldspar thermal divide are plotted. (b) Differentiation pathways. The melilititic, alkaline-undersaturated, and mildly alkaline pathways cover the range of melt evolution observed in 15 oceanic hotspots (Schmidt & Weidendorfer, 2018). Magmas that reach the alkali-feldspar thermal divide with alkali contents higher than ≈ 11 to 12 wt % evolve to the phonolite minimum and may reach immiscibility (see the Marquesas data points), while those with lesser alkali contents evolve to the granite minimum (see the Ascension compositions). The melilititic differentiation pathway requires a low-SiO₂ parent from which olivine ($\pm$ cpx $\pm$ oxides) crystallization leads to enrichment of alkalis at decreasing or constant SiO₂. Primitive OIBs are averages of 13 oceanic hotspots in (a) and the 95% field of individual analyses in (b) (from Schmidt & Weidendorfer, 2018). Calc-alkaline and tholeiitic primitive arc magmas after Schmidt & Jagoutz (2017). The MORB field is the 95% percentile of MORB glasses with $X_{Mg} > 0.65$ (data from Gale et al., 2013). Melilitites from precompiled georoc data file, downloaded Dec. 2023. Per convention, all melts in the TAS are plotted on a volatile-free basis.

Two principally different differentiation paths may lead to liquid immiscibility. To illustrate these paths, we use (sub)volcanic rock compositions, mostly from ocean island suites, rather than intrusive (generally cumulative) rocks of alkali complexes, as the former are closer to true melt compositions.

(i) A melilititic differentiation path (Fig. 13b) starts from highly Si-undersaturated primitive melilitites or basanites with <42 wt % SiO₂ and maintains low SiO₂ contents through fractionation of mainly olivine + cpx + oxide minerals (FeTi oxides and apatite).

(ii) A phonolitic fractionation path leading to immiscibility is followed by primitive alkaline OIB-like melts with typically 43 to 46 wt % SiO₂ crystallizing in this sequence olivine, cpx, FeTi-oxides, and apatite. This differentiation path, illustrated for the Marquesas in Fig. 13b, points towards the feldspar maximum, but reaches this thermal divide (at 12–13 wt % Na₂O + K₂O) at comparatively higher alkali contents (Schmidt & Weidendorfer, 2018). Then, fractionation proceeds from the feldspar maximum to the phonolite minimum (Schaerer, 1950) reaching ≈ 17 wt % Na₂O + K₂O, which is more alkali-rich than the 15 to 16 wt % required for liquid immiscibility with phonolitic/syenitic melts.

КАРБОНАТИТЫ: СВЯЗЬ С ИНТРУЗИВНЫМИ ТЕЛАМИ



Идеализированный разрез
интрузивного комплекса,
включающего карбонатиты.

В этой схеме главное тело
карбонатитов (красный цвет)
интродуцирует комплекс щелоч-
ных пород.

В последующем оно прорыва-
ется лавами более поздних
карбонатитов.

Поздние карбонатиты обычно
обогащены железом и РЗЭ.

Интрузивные тела ийолитов,
уртитов и карбонатитов
окружены ареолами
фенитизации.

Возможная зональность метасоматизированной мантии

И.Д.Рябчиков провел термодинамический анализ условий выделения петрогенных компонентов из мантийных флюидов при взаимодействии с примитивным веществом на различных глубинах и пришел к следующим выводам:

(1) Богатые калием минеральные фазы должны "сбрасываться" из флюида раньше - на более глубинных уровнях верхней мантии. Тогда как обогащение натрием должно проявляться на меньших глубинах.

Эти соображения и оценки лежат в русле современных представлений об относительных условиях формирования источника существенно натровых (гавайитовых) и ультракалиевых серий.

(2) Второй результат этого анализа касается выделения глиноземистых фаз. В разных участках верхней мантии могут существовать флюиды, обогащенные щелочами относительно Al (т.е. имеющие агпаитовый сухой остаток - напомнить), причем коэффициент агпаитности флюидов понижается при уменьшении давления.

ВНУТРИКОРОВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЕ ФОНОЛИТОВ

СОСТАВЫ ПОРОД КЕНИЙСКОГО СВОДА

Оксид	Гавайитовая серия		Фонолит	"Трахитовая" серия		
	Базанит	Муджиерит		Трахибазальт	Бенморейт	Трахит
SiO ₂	43.90	50.85	55.22	47.64	59.24	63.65
TiO ₂	2.79	1.51	0.77	3.07	1.31	0.94
Al ₂ O ₃	14.38	19.69	21.09	14.20	15.92	14.12
FeO	11.80	5.88	4.01	13.61	6.52	7.84
MnO	0.23	0.20	0.26	0.24	0.20	0.27
MgO	6.10	1.96	0.48	5.41	2.27	0.04
CaO	10.48	5.86	2.21	10.86	4.77	1.31
Na ₂ O	4.55	6.16	9.57	2.82	5.20	6.34
K ₂ O	1.56	3.69	4.56	1.23	4.10	5.22
P ₂ O ₅	0.54	0.44	0.06	0.58	0.28	0.07
Нормативный состав						
Q	-	-	-	-	0.7	4.4
Ne	15.9	14.7	26.2	-	-	-
Di	29.1	9.5	5.6	22.9	11.5	5.4

Три группы фонолитов

- (1) **Первая группа** – когда относительно небольшие объемы этих пород ассоциируют с оливиновыми базальтами, гавайитами и муджиеритами.
- (2) **Вторая группа** – когда фонолиты в виде небольших трубок и потоков встречаются на флангах крупных нефелинитовых вулканов.

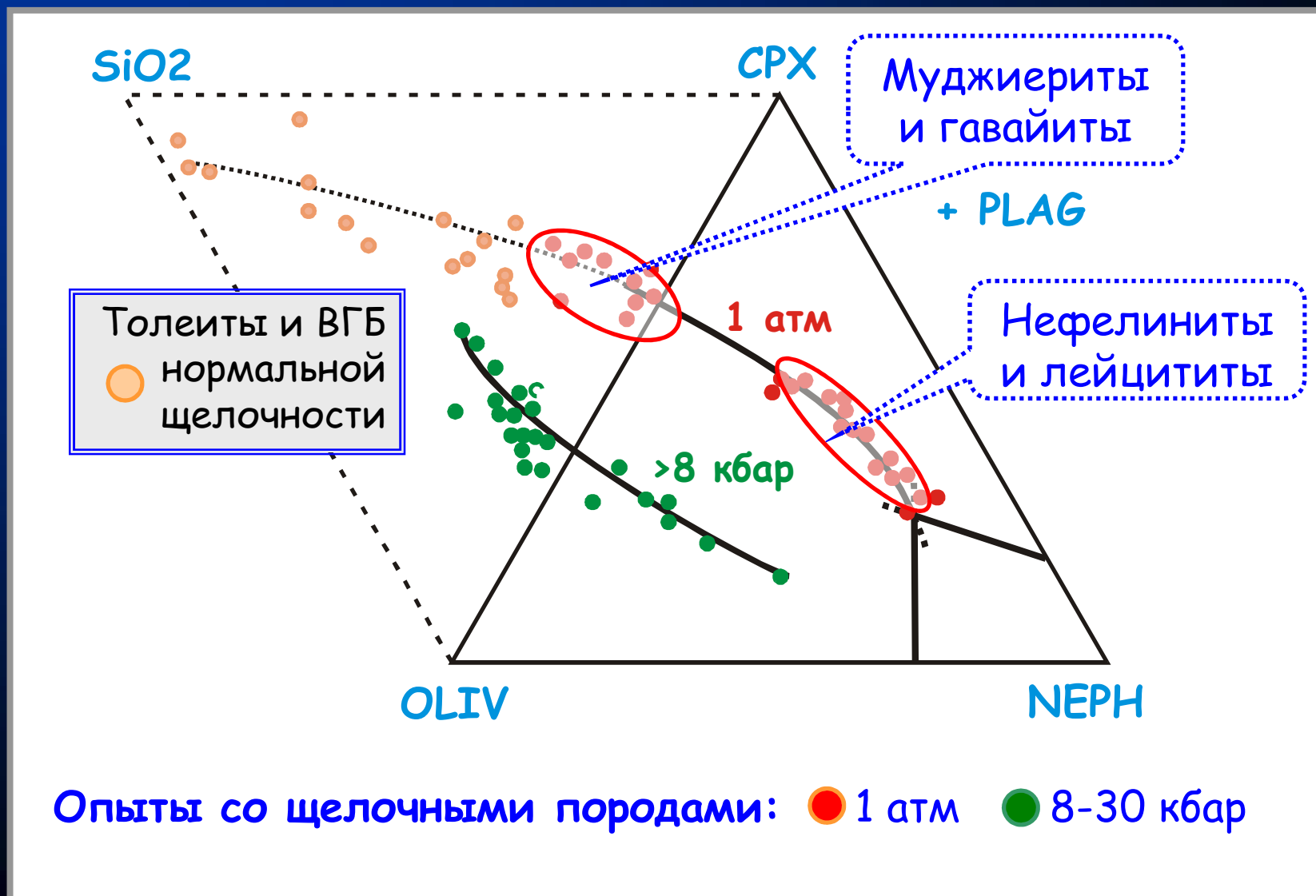
Именно эти фонолиты (обоих типов) объясняют фракционной кристаллизацией щелочно-базальтовой или нефелинитовой магмы.

(3) **Третья группа** представляет фонолиты покровного типа, которые отличаются огромными объемами и кратковременным характером излияний на фоне довольно однородного состава и редкой ассоциации с базальтоидами.

Происхождение фонолитов 3-й группы связывают с процессами частичного плавления под купольными поднятиями земной коры.

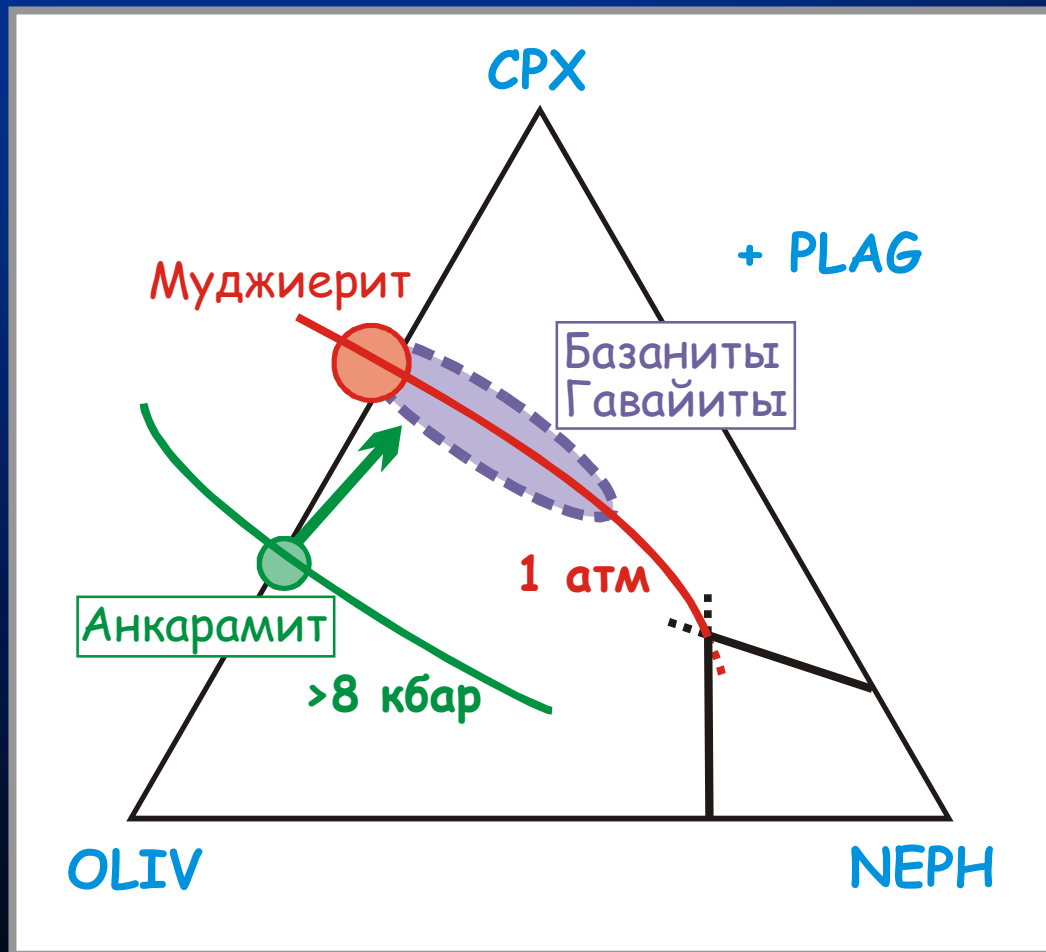
ФРАКЦИОННАЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ как механизм образования фонолитов

Составы котектических стекол в опытах плавлению щелочных пород и нормальных базальтов



Проецирование составов пород щелочной серии влк. Карисимби на диаграмму OLIV-CRX-NERH

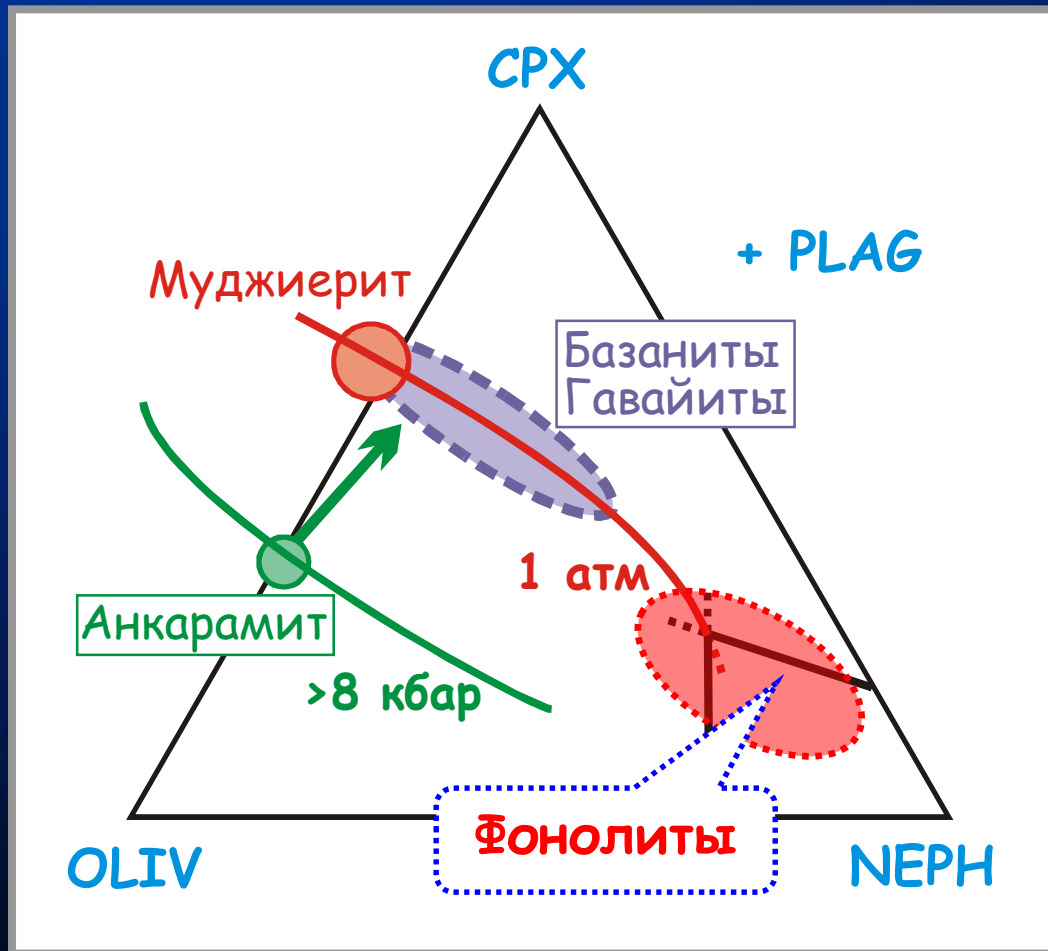
Анкармит → гавайит → муджиерит → бенморейт → трахит



ВЫВОДЫ:

1. Базаниты и гавайиты представляют продукт фракционирования анкармитовых магм
2. "Кислотная" часть серии от муджиеритов до трахитов может быть связана с источником посредством кристаллизации магнетита.

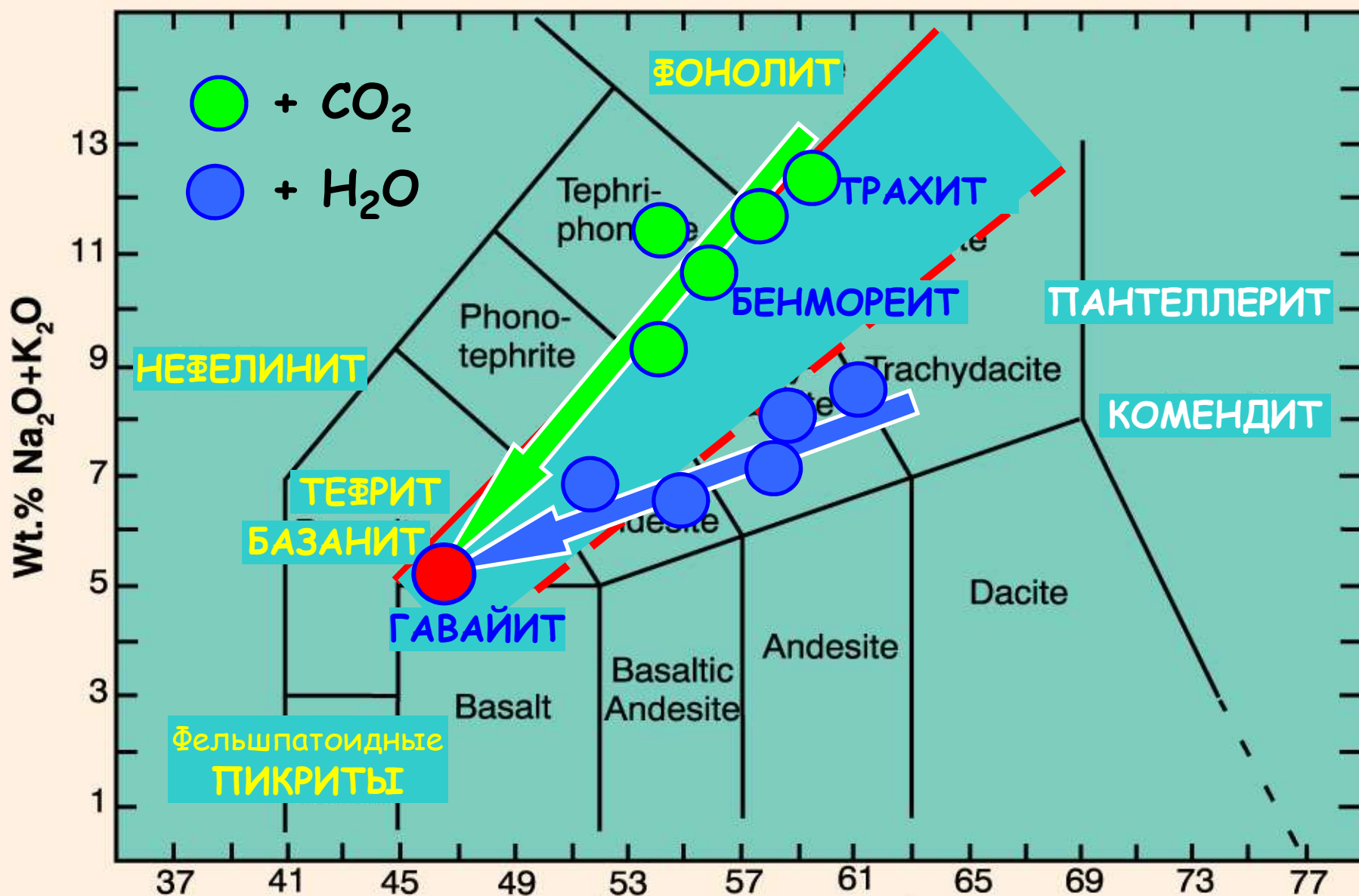
Проецирование составов фонолитов на диаграмму OLIV-CRX-NERH



ВЫВОДЫ:

1. **Фонолиты могут быть** продуктом фракционной кристаллизации гавайитовых и нефелинитовых магм.
2. **Фонолиты могут представлять** результат плавления корового материала, имеющего состав щелочных базальтов.

**ЧАСТИЧНОЕ ПЛАВЛЕНИЕ
БАЗАНИТОВ
как механизм образования
фонолитов**



РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТОВ ПО ПЛАВЛЕНИЮ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И АМФИБОЛИТИЗИРОВАННЫХ АНАЛОГОВ