

H ₂ O	946.0	g/kg di vapore
CO ₂	52.0	
H ₂ S	0.9	
H ₃ BO ₃	0.5	Gas/Vapore=
N ₂	0.5	0.2 %
NH ₃	0.1	

Il sistema geotermico di Larderello, Travale-Radicondoli è del tipo a vapore dominante, le pressioni del serbatoio superficiale alla profondità di 1000 m sono di 10-30 bar, mentre il serbatoio profondo presenta pressioni tra i 60-70 bar a circa 3000-4000 m.

Larderello: dall'acido borico alla elettricità

A Larderello l'acido borico era trasportato dai vapori geotermici (che si scaricavano alla superficie come soffioni) e veniva depositato nelle pozze (lagoni).



1799: il naturalista Paolo Mascagni recupera acido borico per evaporazione del liquido dei lagoni, sfruttando il calore terrestre.

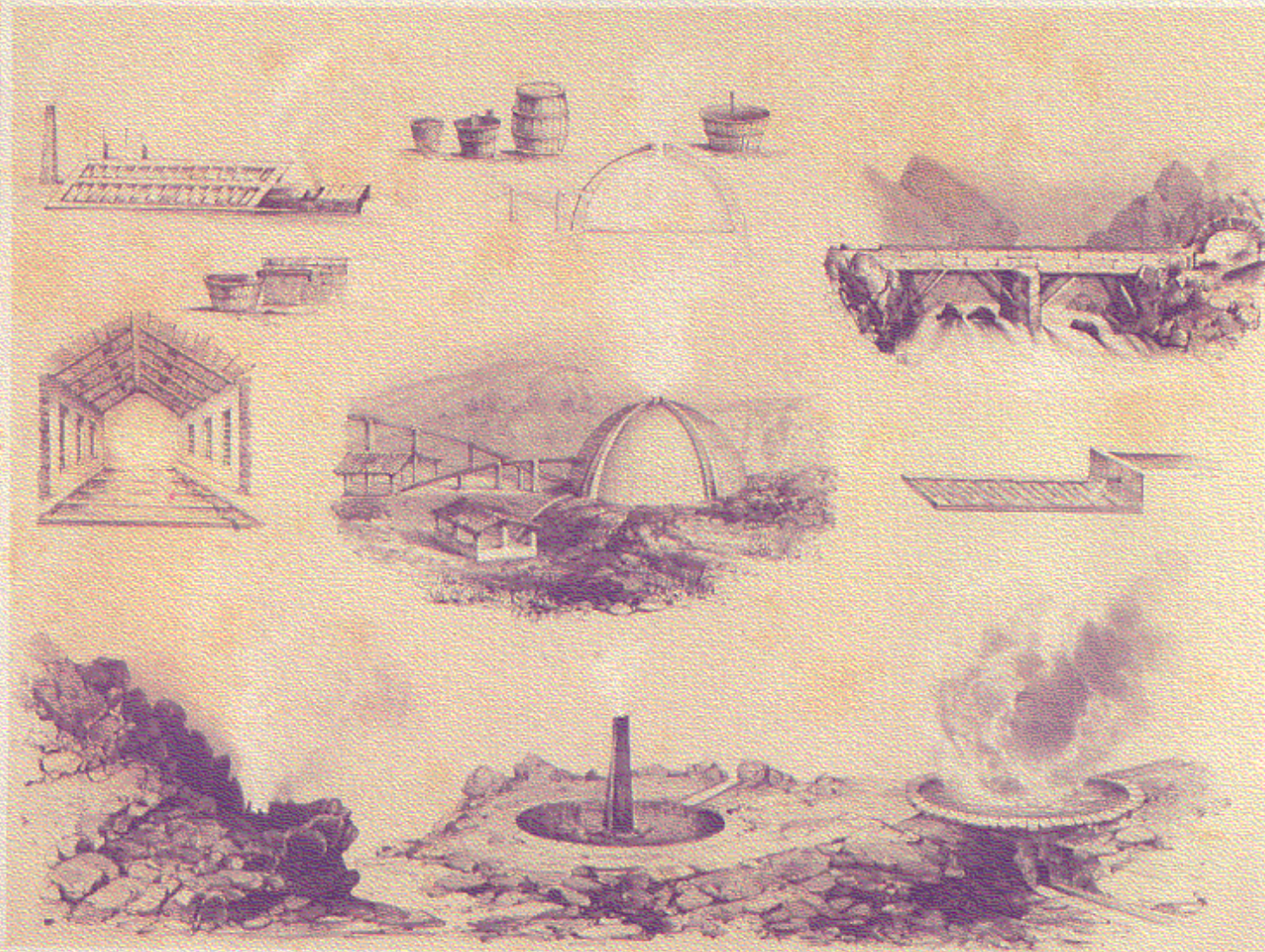
1815: Giovanni Ciaschi crea i lagoni artificiali, ossia pozze d'acqua attorno ai soffioni.

1816: Giovanni Ciaschi cade in un lagone e muore

(from Marinelli, 1990)



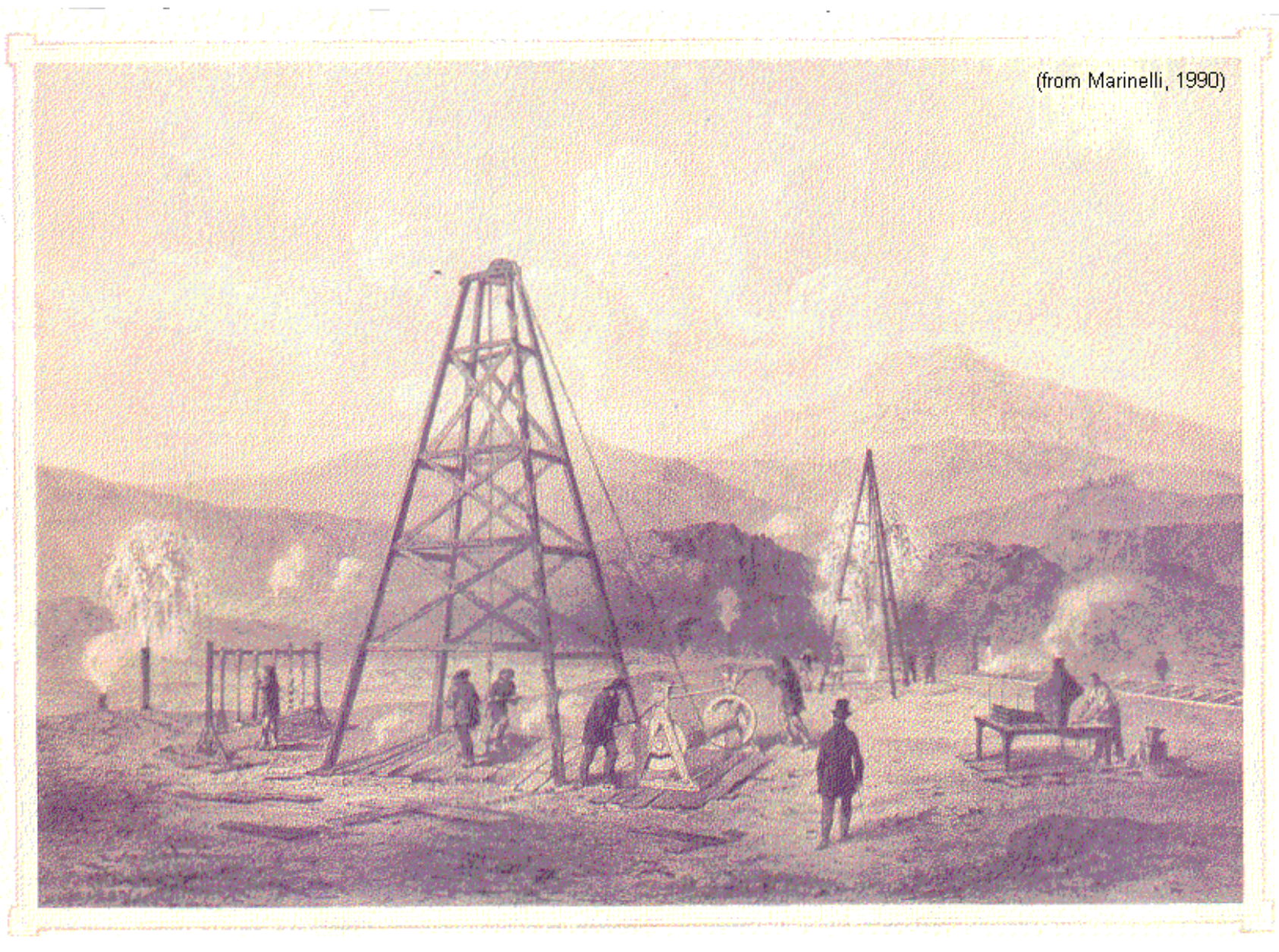
1818:
Francesco
Larderel
ottiene la
concessione
per i laghi di
Montecerboli,
dove sorgerà
Larderello.



DÉTAILS DE L'INDUSTRIE BORACIQUE.

(from Marinelli, 1990)

Francesco Larderel ideò i lagoni coperti.



(from Marinelli, 1990)

Nel 1838 Giuseppe Gazzeri, professore alla scuola di Farmacia di Firenze, introduce la perforazione artificiale per aumentare la produzione di acido bórico



LARDERELLO
1840-1850

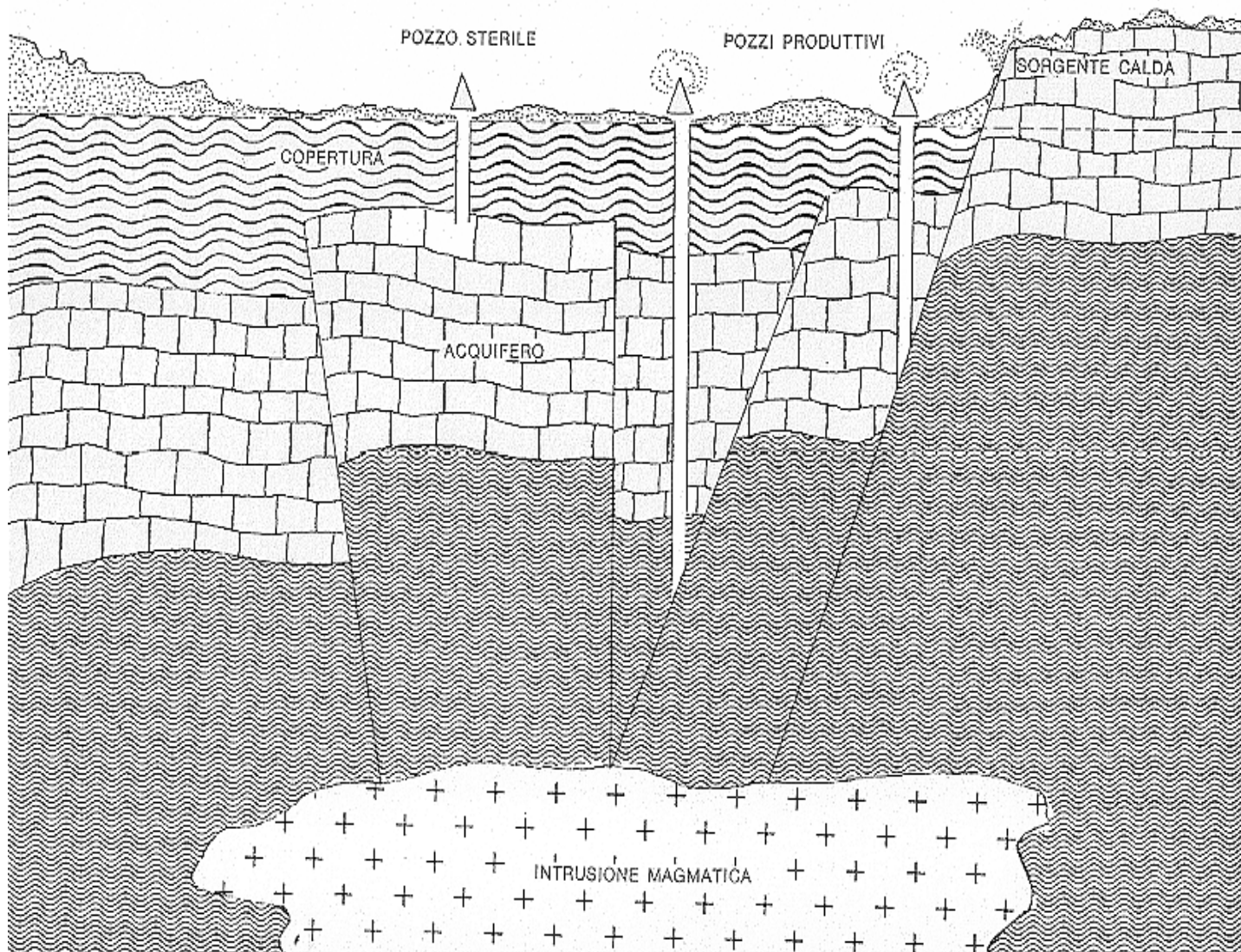
(from Marinelli, 1990)

Francesco divenne conte de Larderel, fondò
Larderello e morì nel 1858.

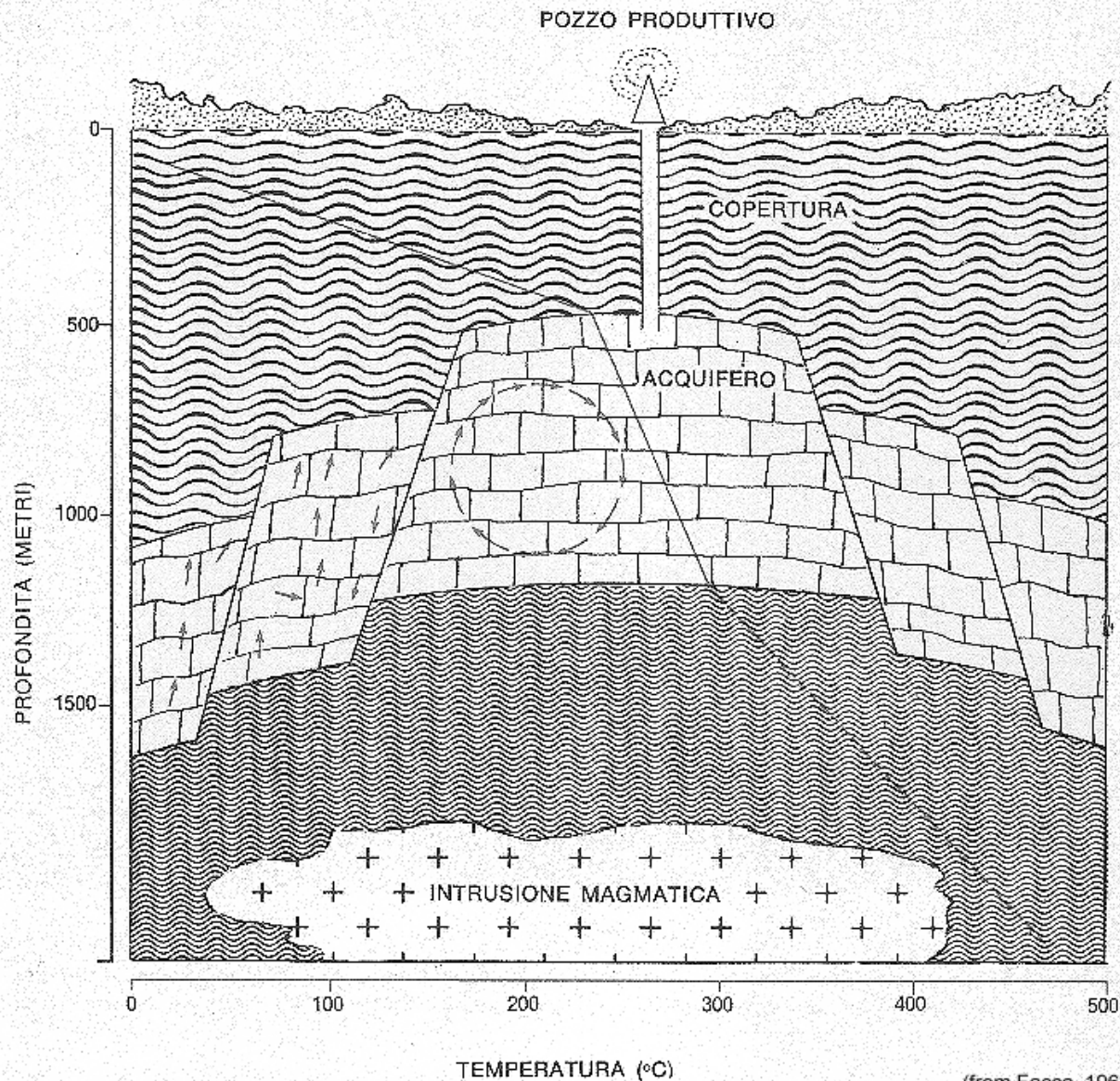
- Alla morte di Francesco Larderel, l'industria passò al figlio Federico ed al nipote Florestano.
- Una delle figlie di Florestano sposò il conte Piero Ginori Conti, che divenne poi principe e senatore.
- Piero Ginori Conti si occupò della Società di Larderello.
- Sembra che l'esplosione di un pozzo uccise un asino.
- Da ciò venne l'idea di introdurre il vapore geotermico in un motore a stantuffo accoppiato a una piccola dinamo.
- Nel 1904 si accesero 5 lampadine alla presenza del principe Piero Ginori Conti
- nel 1913 iniziò la generazione commerciale di energia geotermoelettrica (potenza installata 250 kW).

Quale è l'origine dei fluidi geotermici ?

(from Facca, 1968)



Secondo Bernardino Lotti (inizio '900) il vapore geotermico di Larderello, ricco di acido borico, si originava da una intrusione magmatica e risaliva verso la superficie lungo faglie e fratture.

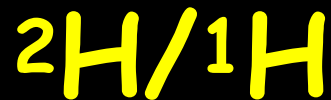


Goguel (1953) dimostrò su basi termodinamiche che un'intrusione granitica era in grado di scaldare l'acqua meteorica contenuta nelle rocce sovrastanti fino al punto di ebollizione e propose l'origine meteorica del vapore geotermico, pur non escludendo un piccolo contributo magmatico.

Facca e Tonani proposero un modello "meteorico" dei sistemi geotermici.

Isotopi stabili

I sistemi di studio principali sono:



Per gli isotopi si utilizzano rapporti. I radiogenici usano il rapporto fra l'isotopo radiogenico e quello stabile. Per gli isotopi stabili si usa il rapporto sulla base della loro abbondanza! \langle / \rangle



Isotopi stabili e Frazionamento isotopico

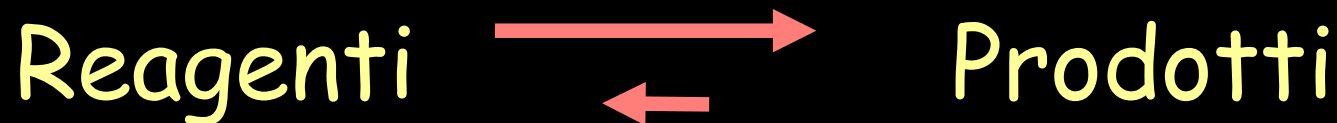
☀️ Reazioni di scambio isotopico



☀️ Processi chimico-fisici

Le differenti masse dei vari isotopi causano un diverso comportamento nei processi chimico-fisici. Per esempio, $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$ è molto più pesante di $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$ e quindi, sarà preferenzialmente escluso durante l'evaporazione.

☀️ Reazioni al non-equilibrio (cinetiche)



La reazione vs. dx è accelerata ...e la possibilità di mixing vs. sn diminuisce

Rimozione di un prodotto (vapore durante processi evaporativi)

Cambi di temperatura

Frazionamento isotopico

Il frazionamento isotopico fra due fasi A e B può essere descritto mediante il fattore di frazionamento

$$\alpha_{A-B} = \frac{\text{rapporto isotopico in A}}{\text{rapporto isotopico in B}}$$

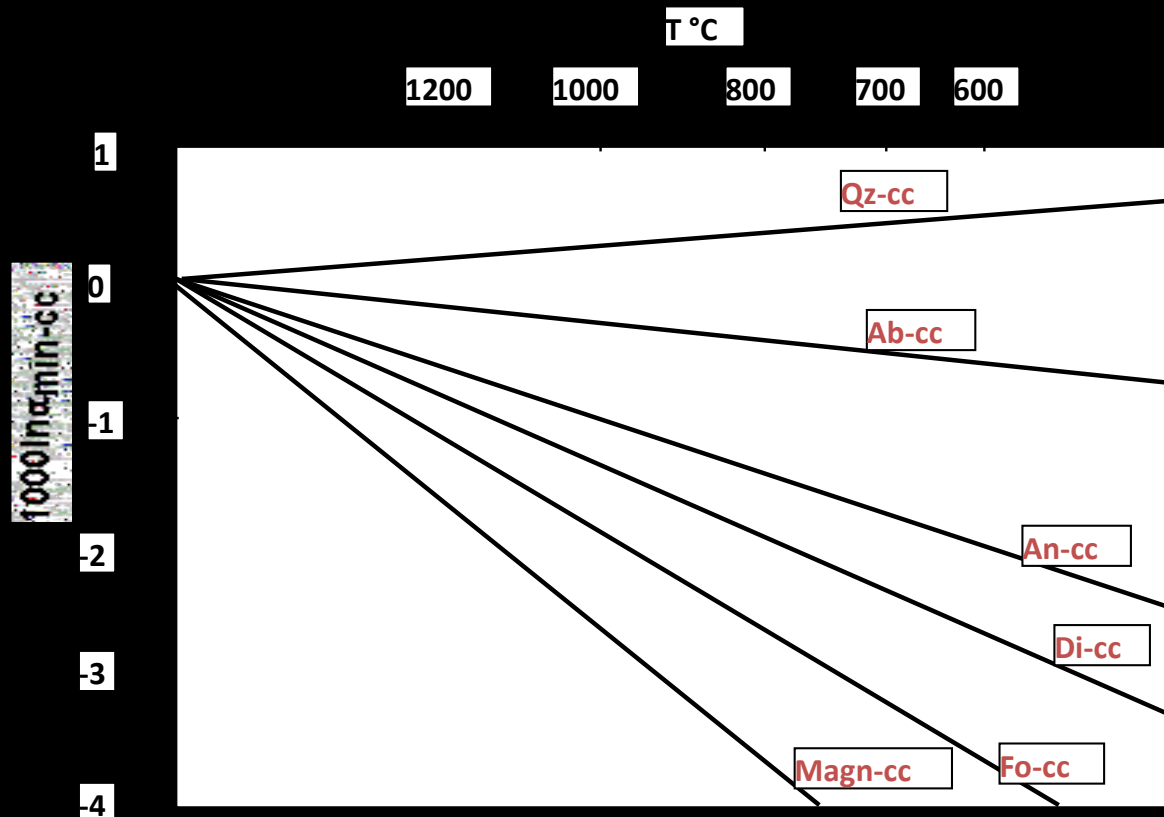
Se consideriamo due fasi coesistenti nello stesso assemblaggio mineralogico, il fattore di frazionamento fra questi due minerali per gl'isotopi dell'ossigeno, può essere definito come:

$$\alpha_{qz-magn} = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{qz}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{magn}}$$

Il fattore di frazionamento ha valori prossimi ad 1. Per esempio, a 500°C, il fattore di frazionamento fra qz e magn è di 1.009.

Per evitare di trascrivere molti numeri decimali, si utilizza la forma:

$$1000 \ln \alpha = 9.0$$



Studi sperimentali mostrano una relazione del tipo:

$$1000 \ln \alpha_{\min 1 - \min 2} = A(10^6/T^2) + B$$

dove T è in gradi Kelvin, A e B sono valori costanti determinati dagli studi sperimentali

Table 1-1 The stable environmental isotopes

<i>Isotope</i>	<i>Ratio</i>	<i>% natural abundance</i>	<i>Reference (abundance ratio)</i>	<i>Commonly measured phases</i>
^2H	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	VSMOW ($1.5575 \cdot 10^{-4}$)	H_2O , CH_2O , CH_4 , H_2 , OH^- minerals
^3He	$^3\text{He}/^4\text{He}$	0.000138	Atmospheric He ($1.3 \cdot 10^{-6}$)	He in water or gas, crustal fluids, basalt
^6Li	$^6\text{Li}/^7\text{Li}$	7.5	L-SVEC ($8.32 \cdot 10^{-2}$)	Saline waters, rocks
^{11}B	$^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$	80.1	NBS 951 (4.04362)	Saline waters, clays, borate, rocks
^{13}C	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	1.11	VPDB ($1.1237 \cdot 10^{-2}$)	CO_2 , carbonate, DIC, CH_4 , organics
^{15}N	$^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$	0.366	AIR N ₂ ($3.677 \cdot 10^{-3}$)	N_2 , NH_4^+ , NO_3^- , N-organics
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	VSMOW ($2.0052 \cdot 10^{-3}$)	H_2O , CH_2O , CO_2 , sulphates, NO_3^- , carbonates, silicates, OH^- minerals
			VPDB ($2.0672 \cdot 10^{-3}$)	
^{34}S	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	4.21	CDT ($4.5005 \cdot 10^{-2}$)	Sulphates, sulphides, H_2S , S-organics
^{37}Cl	$^{37}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$	24.23	SMOC (0.324)	Saline waters, rocks, evaporites, solvents
^{81}Br	$^{81}\text{Br}/^{79}\text{Br}$	49.31	SMOB	Developmental for saline waters
^{87}Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} = 7.0$	Absolute ratio measured	Water, carbonates, sulphates, feldspar
		$^{86}\text{Sr} = 9.86$		

Gli isotopi stabili dell'acqua

Idrogeno: 2 isotopi stabili: ^1H (99.98 %) + ^2H o D (0.0156 %)

Ossigeno: 3 isotopi stabili: ^{16}O (99.763 %) + ^{17}O (0.0375 %) + ^{18}O (0.195 %)

Isotope	Ratio (R)	% Natural abundance	Reference Standard	Common Precision of H_2O Analysis
^2H Deuterium	$^2\text{H}/^1\text{H}$	0.015	VSMOW	$\delta\text{D} \pm 1.0$ ‰
^{18}O	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	0.204	VSMOW	$\delta^{18}\text{O} \pm 0.1$ ‰

$$\delta\text{D} \text{ or } \delta^{18}\text{O} = 1000 * (R_{\text{sample}} - R_{\text{std}})/R_{\text{std}} \text{ (permil or ‰)}$$

Quindi:

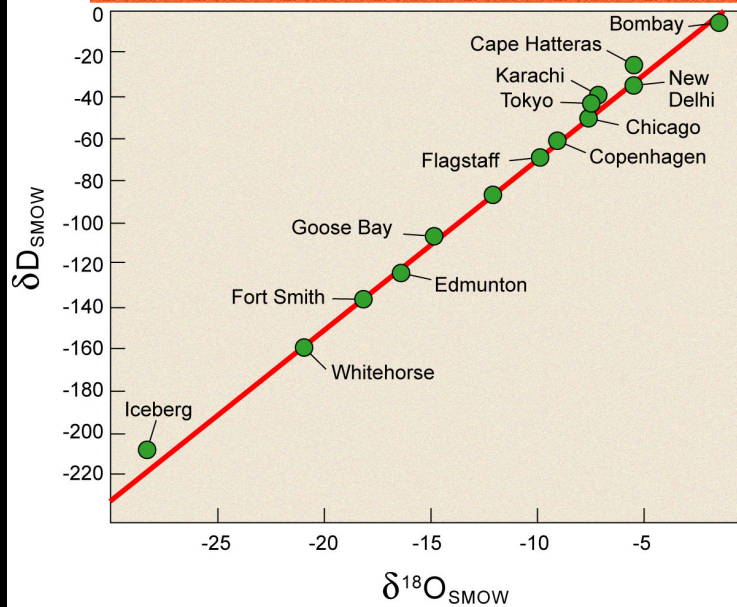
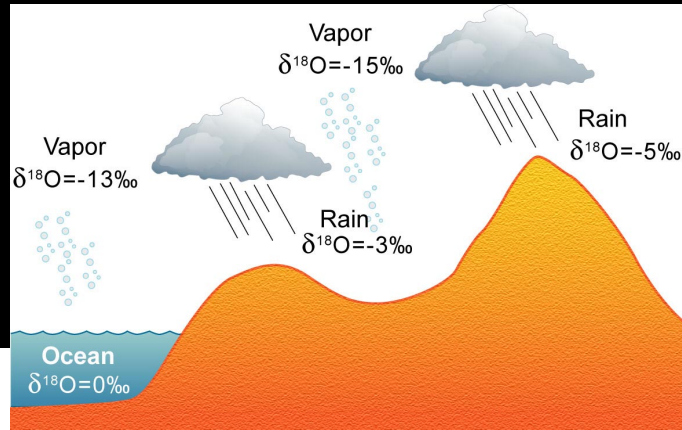
Seawater $\delta\text{D} = 0$ ‰ and $\delta^{18}\text{O} = 0$ ‰

δD or $\delta^{18}\text{O} < 0$ = "lighter"

δD or $\delta^{18}\text{O} > 0$ = "heavier"

H_2^{16}O is about 10% lighter than H_2^{18}O , and chemically more reactive

Rappresentazione grafica nel sistema O-D: evaporazione-condensazione → La WML o GMWL



Acque meteoriche: la composizione isotopica è controllata da processi di condensazione-evaporazione con 2 regole:

- sotto evaporazione: la fase vapore è più leggera di quella condensata (→ vapore dagli oceani è depleto in isotopi pesanti) → $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta\text{D} < 0$

- sotto condensazione: la fase liquida è più pesante del vapore residuale (→ vapore residuale più leggero del liquido)

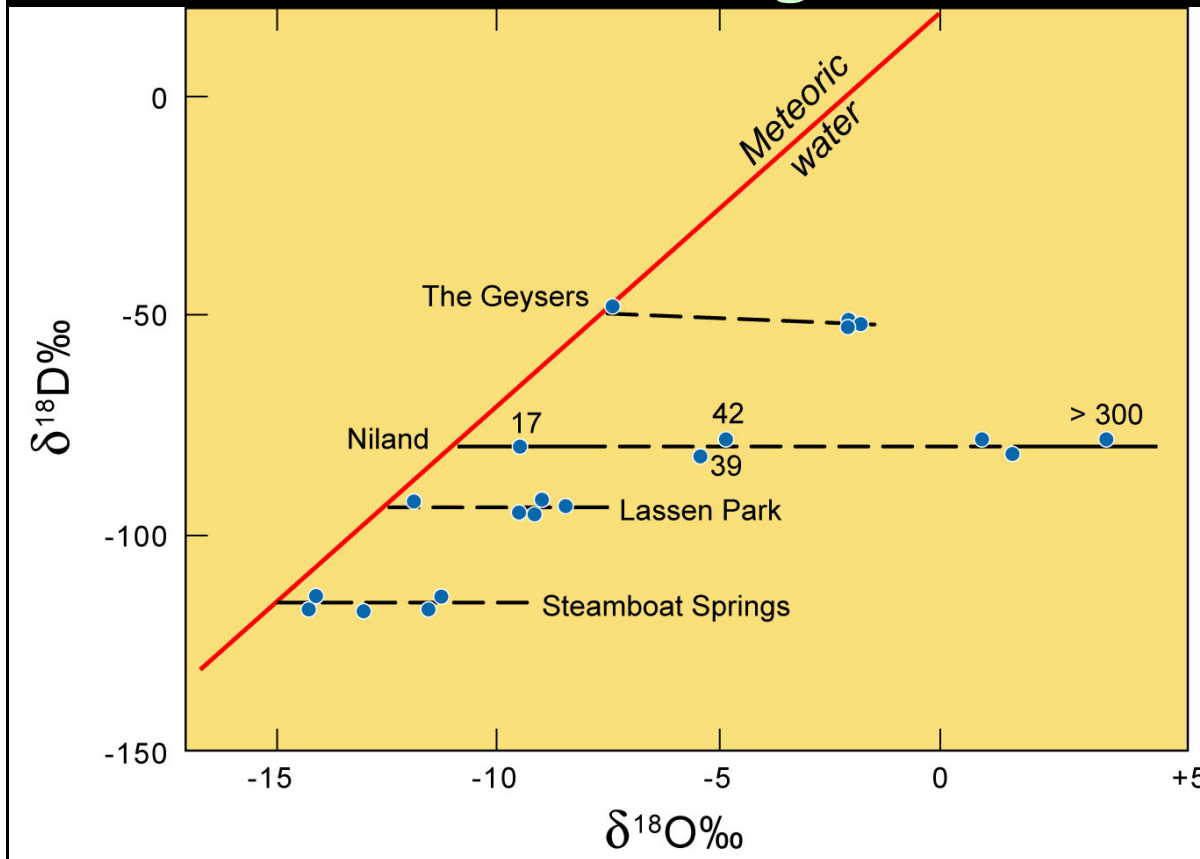
□ poichè i fattori di frazionamento (α) sono T-dependant → la composizione isotopica delle acque meteoriche dipende dalla temperatura media → latitudine + longitudine

□ i rapporti delle acque meteoriche sono distribuite lungo una linea retta con la seguente equazione: (Craig, 1961)

$$\delta\text{D} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$$

→ Variazioni dalla GMWL sono dovuti ai processi che interessano dei fluidi

Il grafico del sistema O-D: alte temperature di equilibrio con carbonati e silicati delle acque geotermiche



Acque geotermiche

□ Composizione isotopica controllata da progressivo equilibrio fra ossigeno- H_2O e ossigeno-roccia (carbonati e silicati)

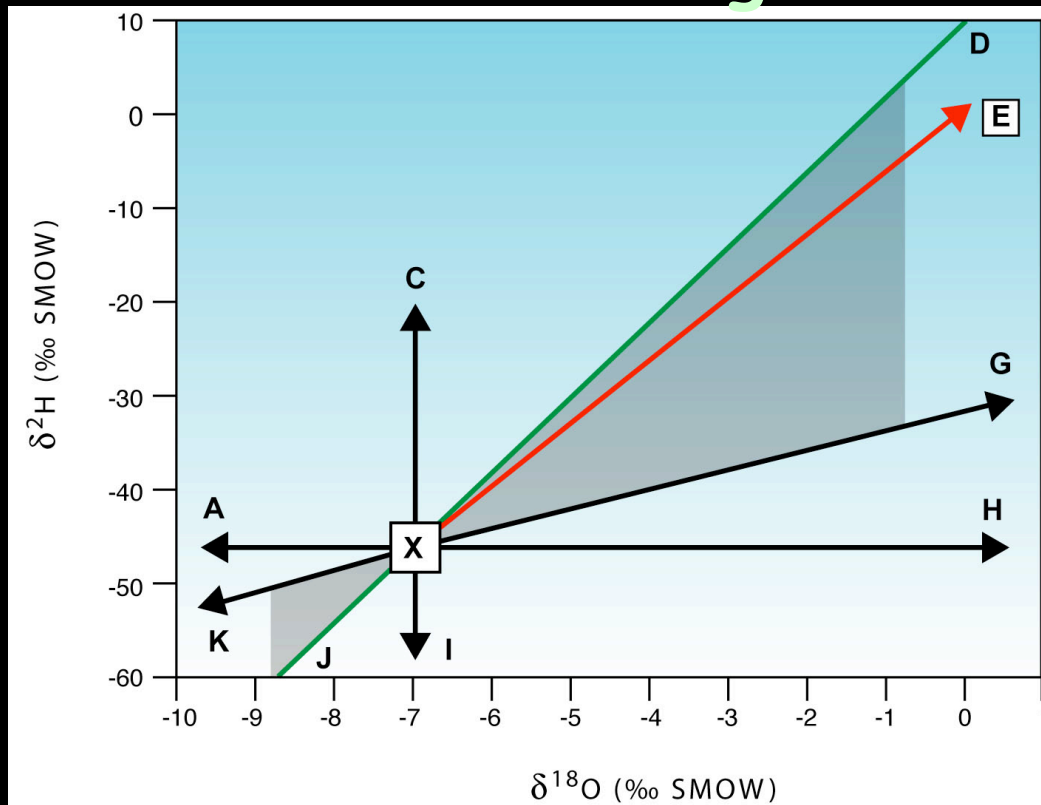
□ dD delle acque immutato (basso H nelle rocce)

□ grandezza dello shift \uparrow quando $T \uparrow$

□ Lo shift avviene per temperature sopra i $200\text{ }^\circ\text{C}$

→ Marker di WRI

Il grafico del sistema O-D: alte temperature di equilibrio con carbonati e silicati delle acque geotermiche



Processi principali

[XE] → mixing con SW

[XI] → scambio con H_2 e/o CH_4

[XC] → scambio con H_2S

[XA] → scambio con CO_2 leggera (bassa T)

[XH] → scambio con silicati/carbonati o CO_2 pesante (alta T)

XDG → area delle acque residuali dopo evaporazione;

XKJ → area del vapore per evaporazione

[XJD] = World Meteoric Line

[X] = composizione del campione

[E] = composizione SW

→ Con il diagramma $\delta^{18}\text{O}$ -dD possono identificarsi numerosi processi

Gli isotopi stabili del Carbonio

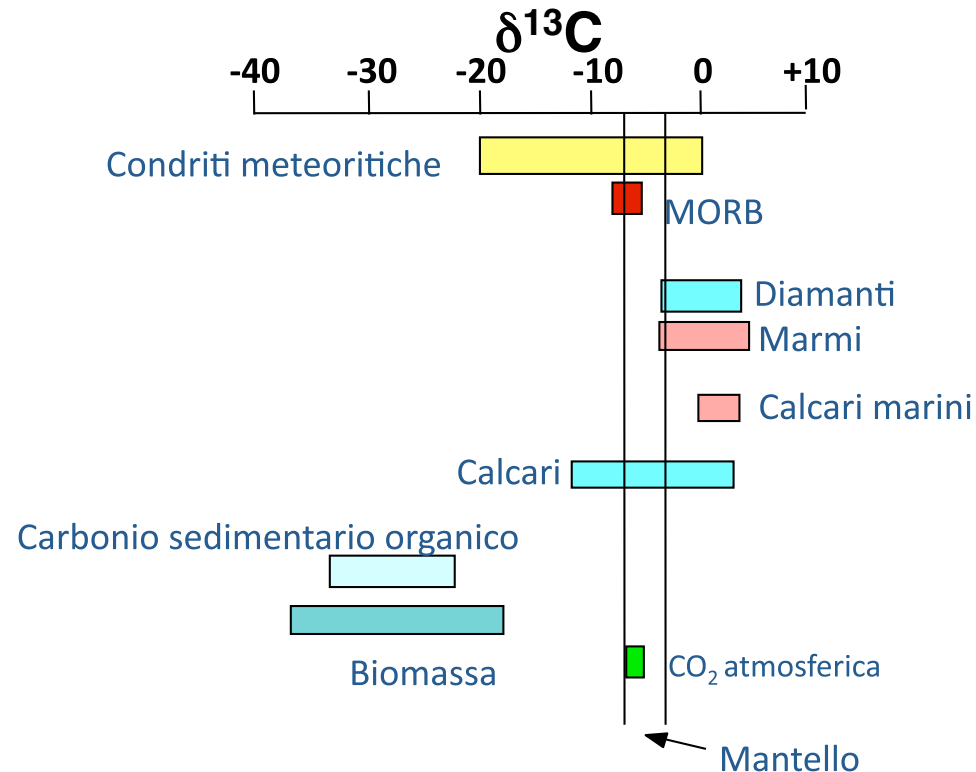


Isotopi del carbonio

Il Carbonio ha due isotopi stabili: $^{12}\text{C}=98.89\%$ $^{13}\text{C}=1.11\%$

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{camp}} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}_{\text{PDB}}} \right] \times 1000 \text{ [‰]}$$

La determinazione degli isotopi del carbonio può essere effettuata in gas vulcanici e geotermali, rocce carbonatiche, sostanza organica, carbonio disciolto, ecc. Il carbonio organico è depleto in ^{13}C in quanto la sostanza organica seleziona preferenzialmente l'isotopo leggero.



In quegli anni Ellis e Mahon (1964) dimostrarono che la maggior parte dei costituenti chimici disciolti nelle acque geotermiche poteva provenire da lisciviazione delle rocce cristalline.

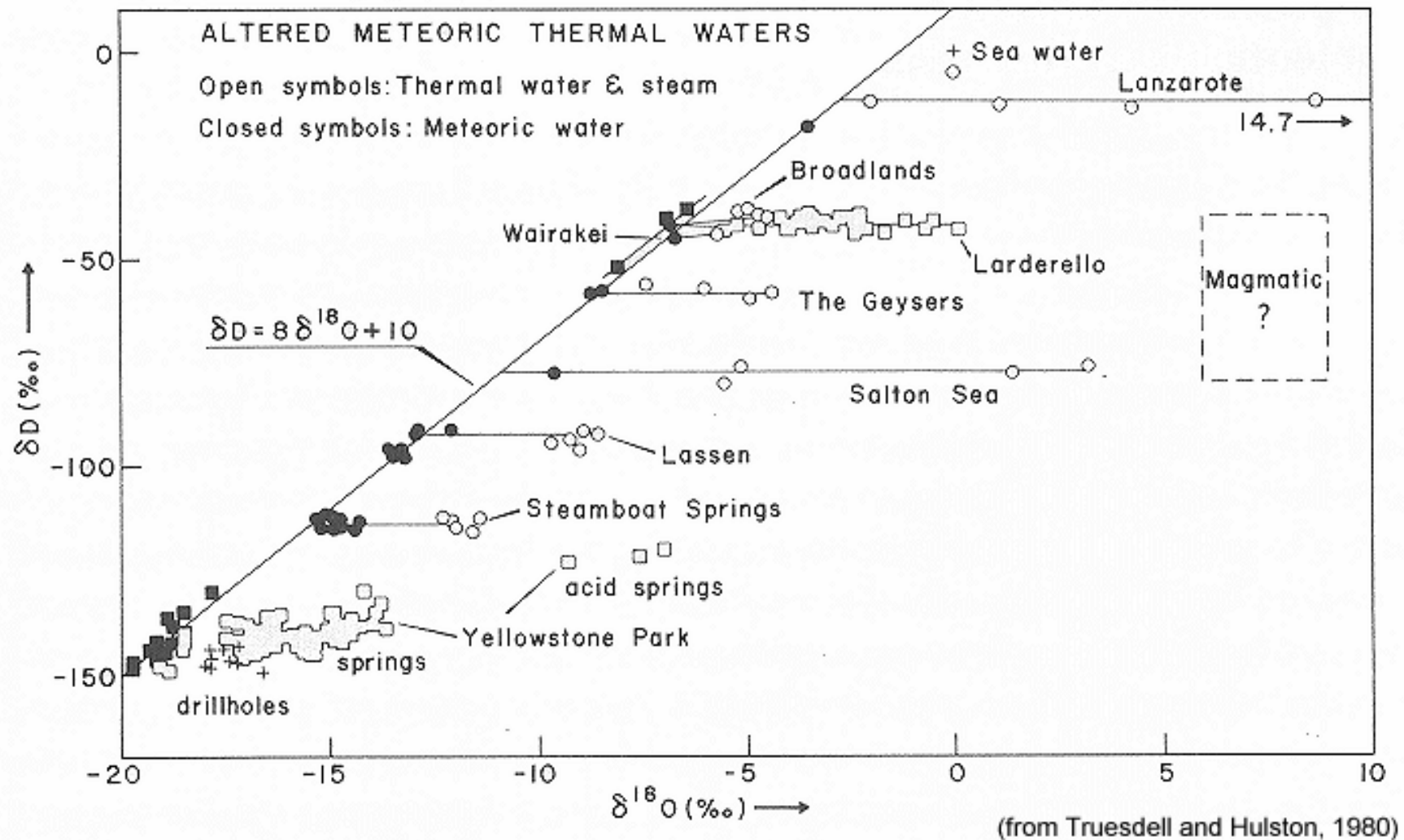
In base a tutte queste evidenze, l'origine dei fluidi geotermici venne spiegata, negli anni '60, in base alla interazione delle acque meteoriche con rocce cristalline ad alte temperature. Cioè:

Il magma contribuisce solo calore.

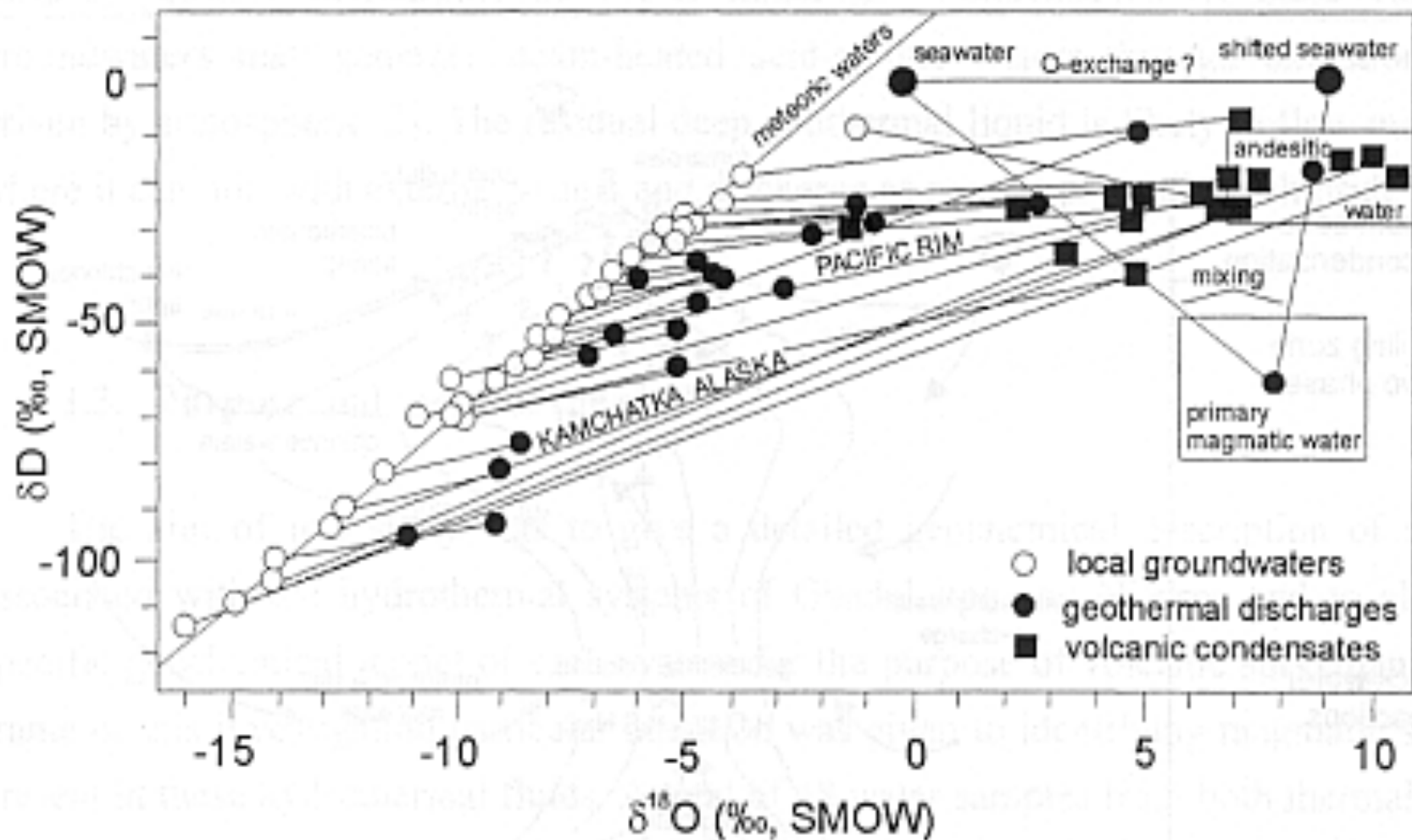
Giggenbach (1987), studiando il vulcano di White Island (Nuova Zelanda), capì che il contributo magmatico ai sistemi geotermici era molto più importante di quanto si pensasse.

I geologi che studiavano i depositi minerali di origine idrotermale (Bonham, 1986; Hedenquist, 1987; White & Hedenquist, 1990) trovarono altre prove del contributo magmatico.

Giggenbach (1992) studiò le caratteristiche isotopiche dei fluidi geotermici e vulcanici presenti lungo i margini di placca convergenti e trovò che l'approccio acque geotermiche-acque meteoriche era limitato!



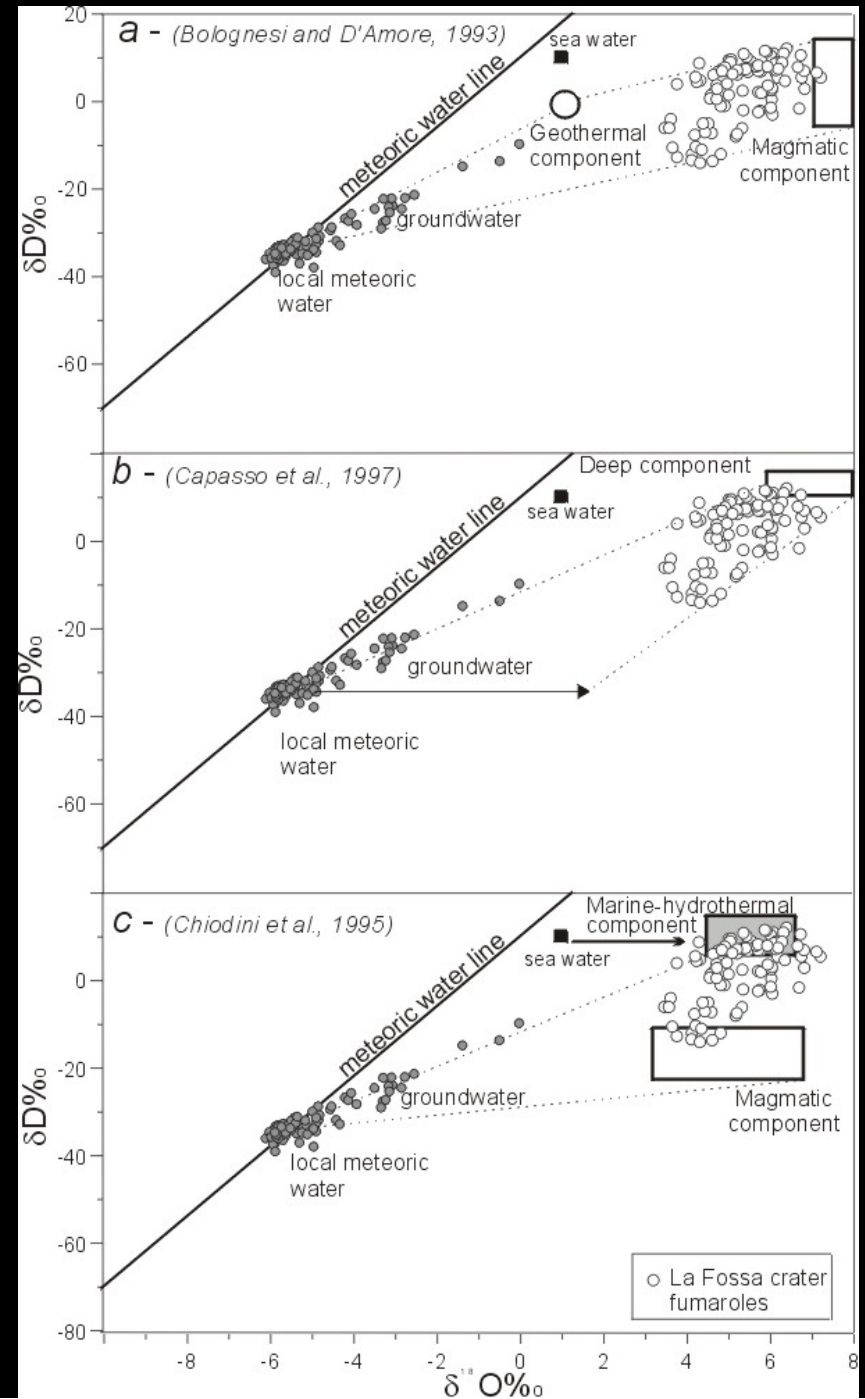
Craig (1963) trovò che il rapporto isotopico D/¹H delle acque geotermiche era molto simile a quello delle acque di falda locali. Pertanto egli concluse che la maggior parte dell'acqua geotermica era di origine meteorica.



I vapori condensati vulcanici permettono di identificare un *end member* magmatico (acqua magmatica andesitica con δD di -20 ± 10 ‰), mentre i fluidi geotermici sono decisamente piu' ricchi della componente meteorica locale.

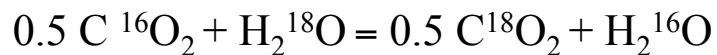
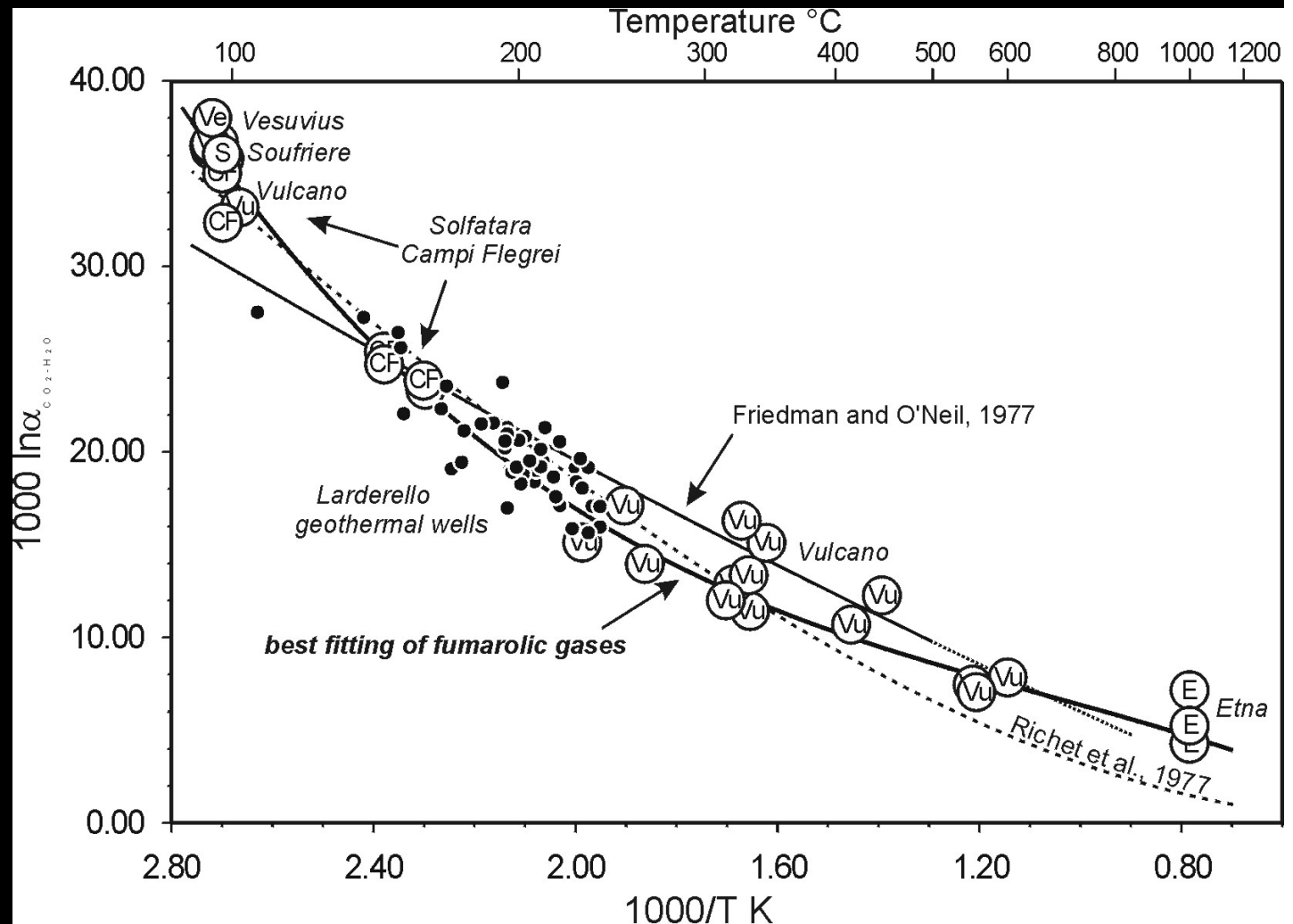
Origine dei fluidi vulcanici-idrotermali: isotopi stabili dell'acqua

L'influenza della condensazione-separazione di vapore sulla composizione isotopica diminuisce con l'aumento della temperatura e diventa trascurabile ad alta temperatura (i.e. per fumarole sopra la $T^{\circ}\text{C}$ critica dell'acqua). Nonostante ciò, la composizione isotopica delle fumarole di alta temperatura è difficile da interpretare. Per esempio, la composizione isotopica delle fumarole di Vulcano ($300 < T < 700$) era stata interpretata in tre differenti modi da altrettanti autori, suggerendo proprio la difficoltà di interpretazione.



Origine dei fluidi vulcanici-idrotermali: isotopi stabili dell'acqua

Esiste però un altro processo secondario che interessa la composizione isotopica delle fumarole: lo scambio di ^{18}O tra vapore e CO_2 . Gli effetti di questo processo possono essere importanti ma correggibili.

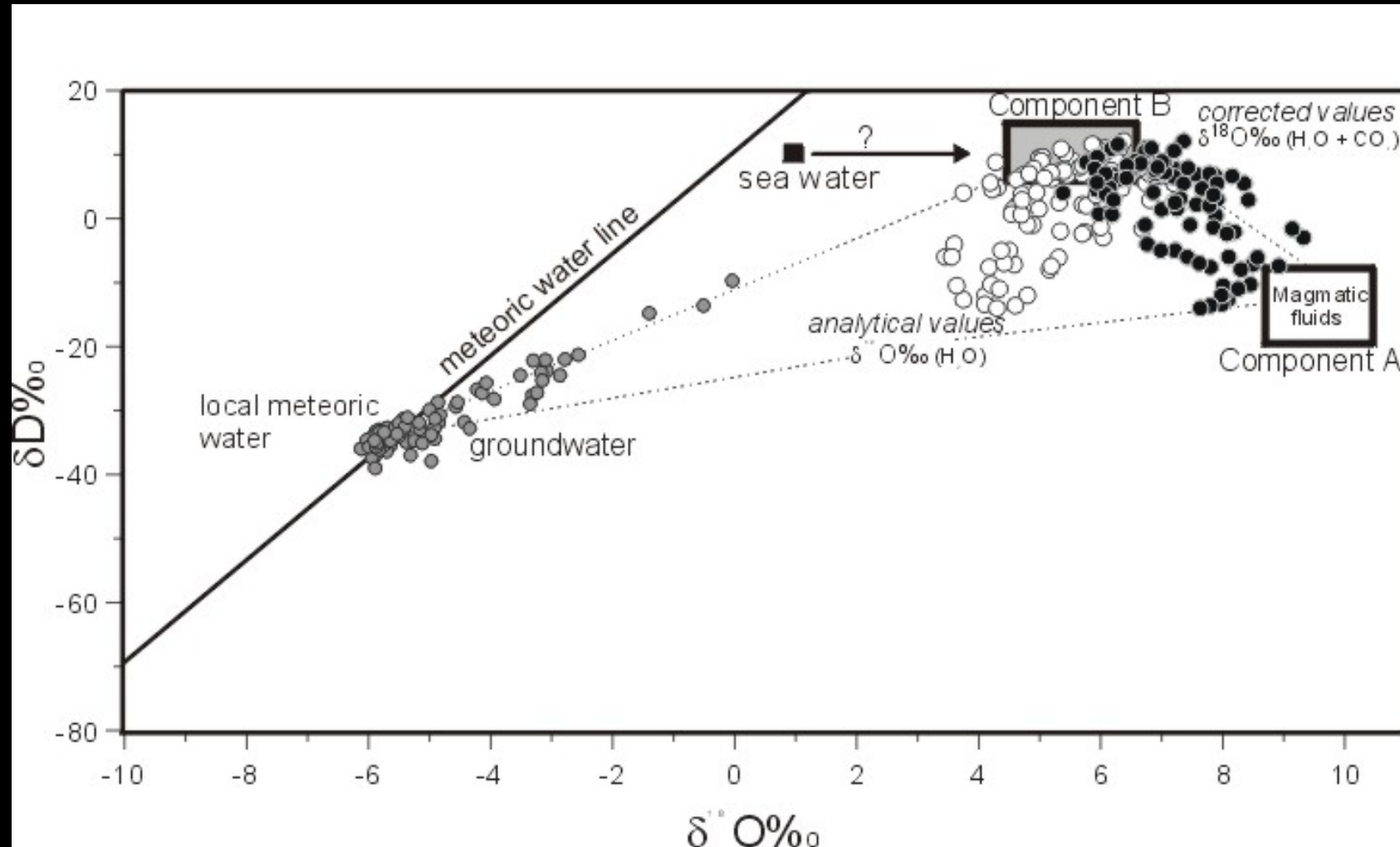


$$\alpha = K = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O}}}$$

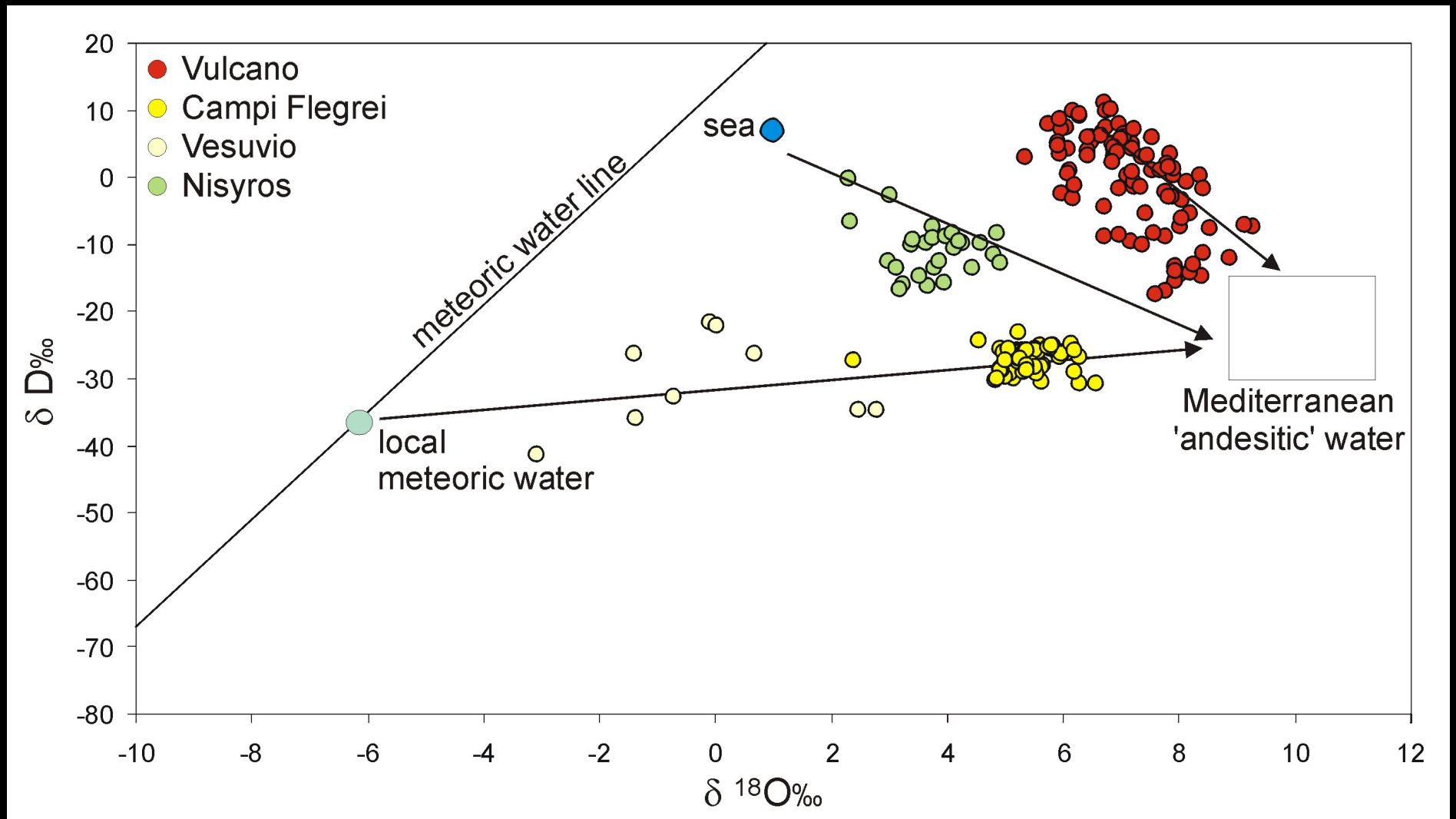
$$1000 \ln \alpha_{(\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O})} = (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2}) / (1000 + \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{CO}_2} - \delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$$




Origine dei fluidi vulcanici-idrotermali: isotopi stabili dell'acqua

La composizione delle fumarole di Vulcano, corretta per lo scambio isotopico fra ^{18}O del vapore e di CO_2 , indica chiaramente un processo di mixing fra una componente tipicamente magmatica e fluidi idrotermali originati dall'acqua di mare.



Origine dei fluidi vulcanici-idrotermali: Acqua 'magmatica' dei vulcani mediterranei



Volcano Tectonic Style Temperature	Kilauea Summit Hot Spot 1170°C	Erta' Ale Divergent Plate 1130°C	Momotombo Convergent Plate 820°C
H ₂ O	37.1	77.2	97.1
CO ₂	48.9	11.3	1.44
 SO ₂	11.8	8.34	0.50
H ₂	0.49	1.39	0.70
CO	1.51	0.44	0.01
H ₂ S	0.04	0.68	0.23
 HCl	0.08	0.42	2.89
 HF	---	---	0.26

Gas geotermali

Table 1. Chemical Composition of the Dry Gas Fraction (Inorganic Gases) and Outlet Temperatures of the Fumaroles and the Geothermal Wells From the Ahuachapan-Chipilapa, Berlin-Chinameca, and San Vicente Geothermal Fields^a

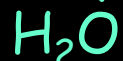
	Name	Location	T, °C	CO ₂	H ₂ S	N ₂	Ar	O ₂	Ne	H ₂	He	CO	H ₂ O
1	El Playon	Ahuachapan	99.4	828,965	1,266	157,977	852.8	992.1	0.561	9,988	4.196	1.189	992,930
2	Chipilapa	Ahuachapan	99.7	948,492	2,954	46,294	92.18	1,463	0.056	698.6	8.170	1.216	996,116
3	Agua caliente M2	Ahuachapan	99.2	952,606	31,180	15,587	160.8	7.184	0.096	486.4	5.044	<0.001	988,168
4	Zapote	Ahuachapan	101.7	893,874	4,608	91,500	620.4	6,563	0.406	2,799	18.36	1.117	995,991
5	Termopilas hervideros	Ahuachapan	94.7	932,148	2,551	59,118	670.3	1,199	0.432	4,324	10.52	1.831	993,760
6	Termopilas fumarola	Ahuachapan	100.5	943,767	4,610	47,607	367.2	59.31	0.237	3,454	9.324	1.960	995,987
7	El Tortuguero hervideros	Ahuachapan	93.0	951,050	10,320	35,114	118.4	1,444	0.066	1,912	4.725	1.745	988,377
8	Tortuguero Fumarola	Ahuachapan	98.9	964,609	5,868	25,935	92.29	1,154	0.050	2,352	2.792	1.568	995,617
9	Tronador	Berlin	99.4	952,288	10,394	34,780	215.1	206.5	0.135	2,169	5.658	1.536	997,917
10	TR6	Berlin	98.0	950,342	7,810	35,210	427.8	3,940	0.281	2,345	1.148	0.838	997,600
11	Laguna Alegria	Berlin	98.5	947,452	36,090	12,821	32.76	285.7	0.024	3,310	8.227	1.570	975,351
12	Oyon Crater	Berlin	97.7	955,221	31,323	8,290	28.11	52.45	0.022	5,070	2.266	2.676	976,027
13	Infernillos Cinameca hervideros	Cinameca	98.0	935,358	13,938	48,797	335.2	207.3	0.229	1,491	1.294	1.324	998,353
14	Infernillos Cinameca hervideros	Cinameca	99.4	759,627	2,400	229,598	1621	818.9	1.071	5,980	6.094	1.428	997,786

I fluidi geotermici e vulcanici

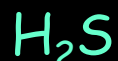


Geochemica dei Gas Vulcanici

1. Gas principali



2. Gas minori



3. Gas in traccia

Idrocarburi, Rn, He, Ne, Xe ...

4. Elementi in traccia: PGE, Metalli di transizione, non-metalli

➤ Ag, Au, Pt, Ir

➤ V, Cu, Zn, Mo, W, Cd, Hg

➤ Sb, Sn, Pb, Bi, Tl

➤ As, Se, Br, Te, I

Isotopi

- Essenziali: $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^2\text{H}$ in H_2O , $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{13}\text{C}$ in CO_2 ;

- Molto utili: ^3H in H_2O , $\delta^{34}\text{S}$ nelle specie dello zolfo,

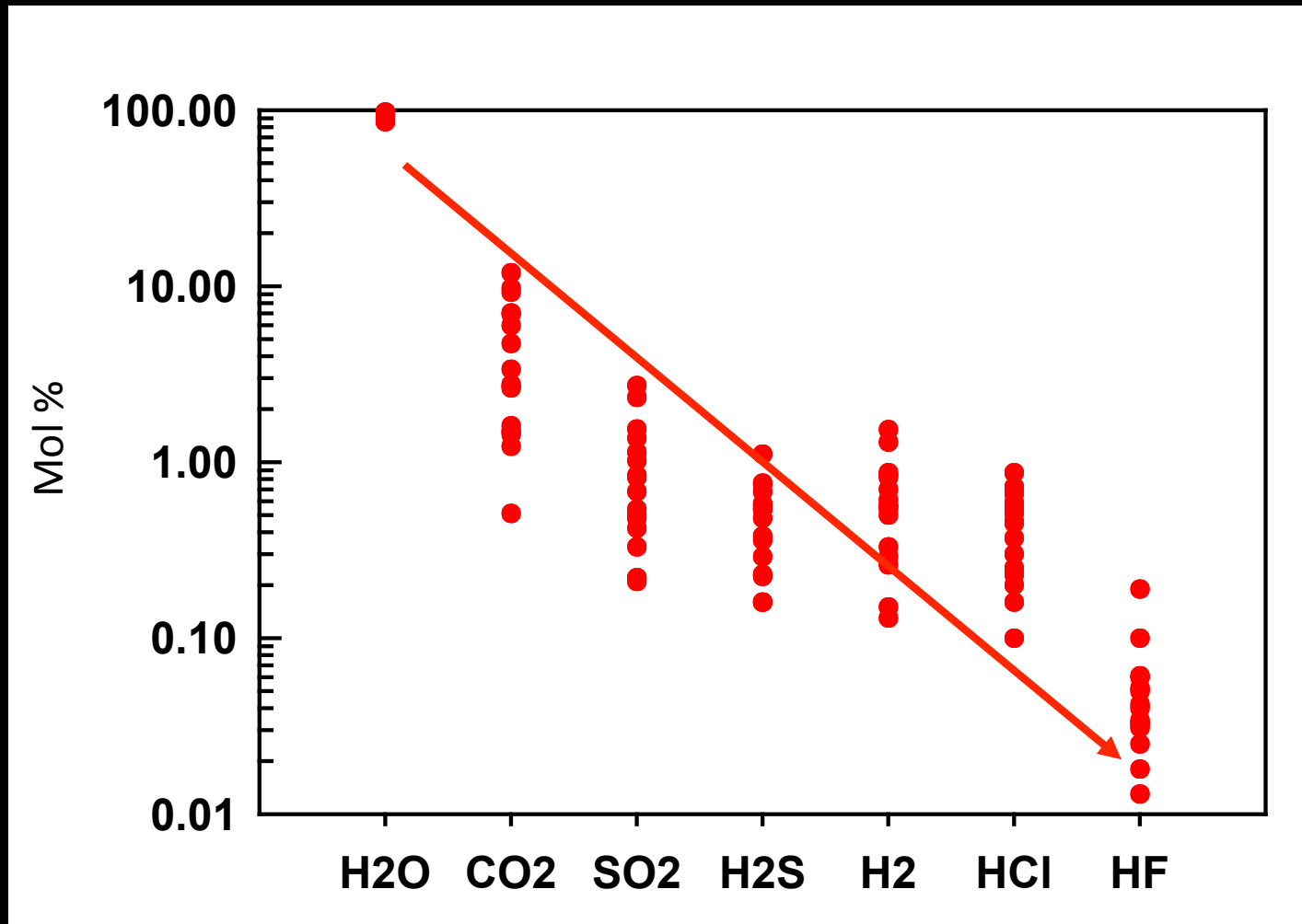
- Utili: $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^2\text{H}$ in CH_4 , $\delta^2\text{H}$ in H_2 , $\delta^{15}\text{N}$ in N_2 , $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, etc.

Specie volatili magmatiche

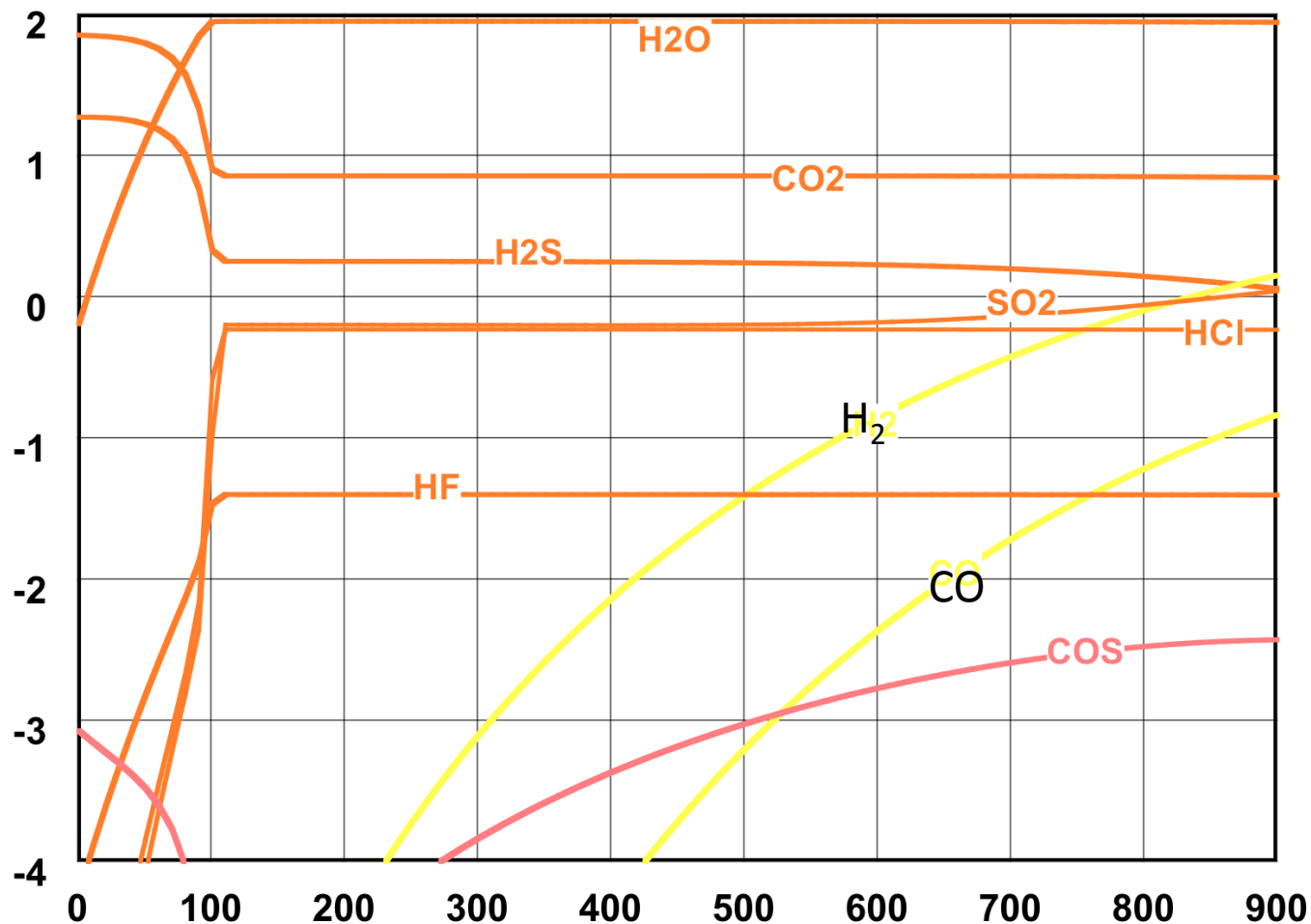


- Volatili sono quelle specie chimiche che a pressione prossima a quella atmosferica e alta temperatura esistono in un gas o in una fase vapore.
- La maggior parte dei volatili consistono di soli 6 elementi a basso numero atomico: H, C, O, S, Cl, e F (> 99 % in volume).

Composizione dei gas magmatici



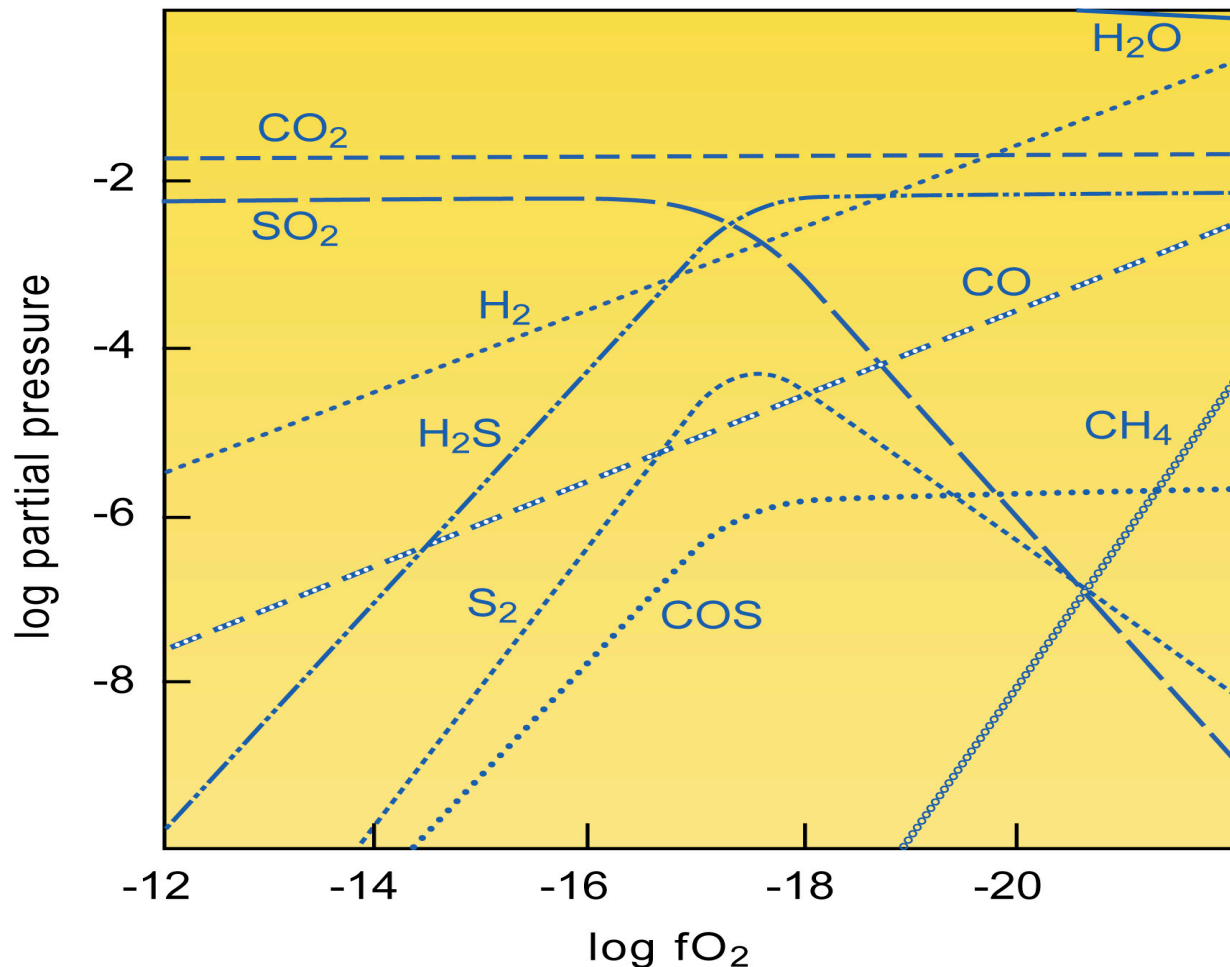
Gas vulcanici: controllo della temperatura relativamente alla composizione molecolare



- H₂O e CO₂ sono le specie di H e C per l'intero range di T
- SO₂ è la specie principale dello S per T > 800 °C
- H₂S è la specie principale per T < 800 °C
- H₂ è più favorito alle alte T
- specie minori tipo CO sono estremamente dipendenti dalla T.

Gas vulcanici: controllo della $f(\text{O}_2)$ sulla composizione molecolare

La fugacità (f) di un gas è la pressione effettiva che sostituisce quella meccanica per calcoli di natura chimica. E' simile all'attività termodinamica



- **dominanza di H_2O , CO_2 , SO_2 per i campi di T e $f\text{O}_2$**
→ **specie scarsamente sensibili alle caratteristiche di equilibrio nei gas vulcanici**
- **H_2S è la specie principale dello S per basse $f\text{O}_2$ e $T < 800\text{ }^\circ\text{C}$**
- **specie minori (CO , H_2 , S_2) sono estremamente dipendenti da $f\text{O}_2$**
→ **Sono traccianti sensibili!**



Composti volatili
derivanti dal
degassamento diretto
dei magmi. Definiti
"juvenili" in quanto
liberati per la prima
volta nella superficie
terrestre

Mobilizzazione di composti volatili
(p. es. CO_2 da rocce carbonatiche)
per termometamorfismo

Composti volatili derivanti
dall'ebollizione di acqua in profondità

Mobilizzazione di composti
volatili (CO_2 , idrocarburi e
composti azotati) per
decomposizione termica e/o
batterica di materia organica

Riciclo di gas atmosferici in fase gassosa o
attraverso degassamento di acque sature di aria

Interazioni secondarie

"Magmatic gas scrubbing"

"any process able to reduce emissions during reactions between gas, water and rocks (dissolution, formation of precipitates, gas-water chemical reactions etc.)"

Contaminazione crustale

Contributi da attività biologica e decadimento radioattivo

Aggiunta di aria

ASW (Air Saturated Water) e contaminazione diretta di aria

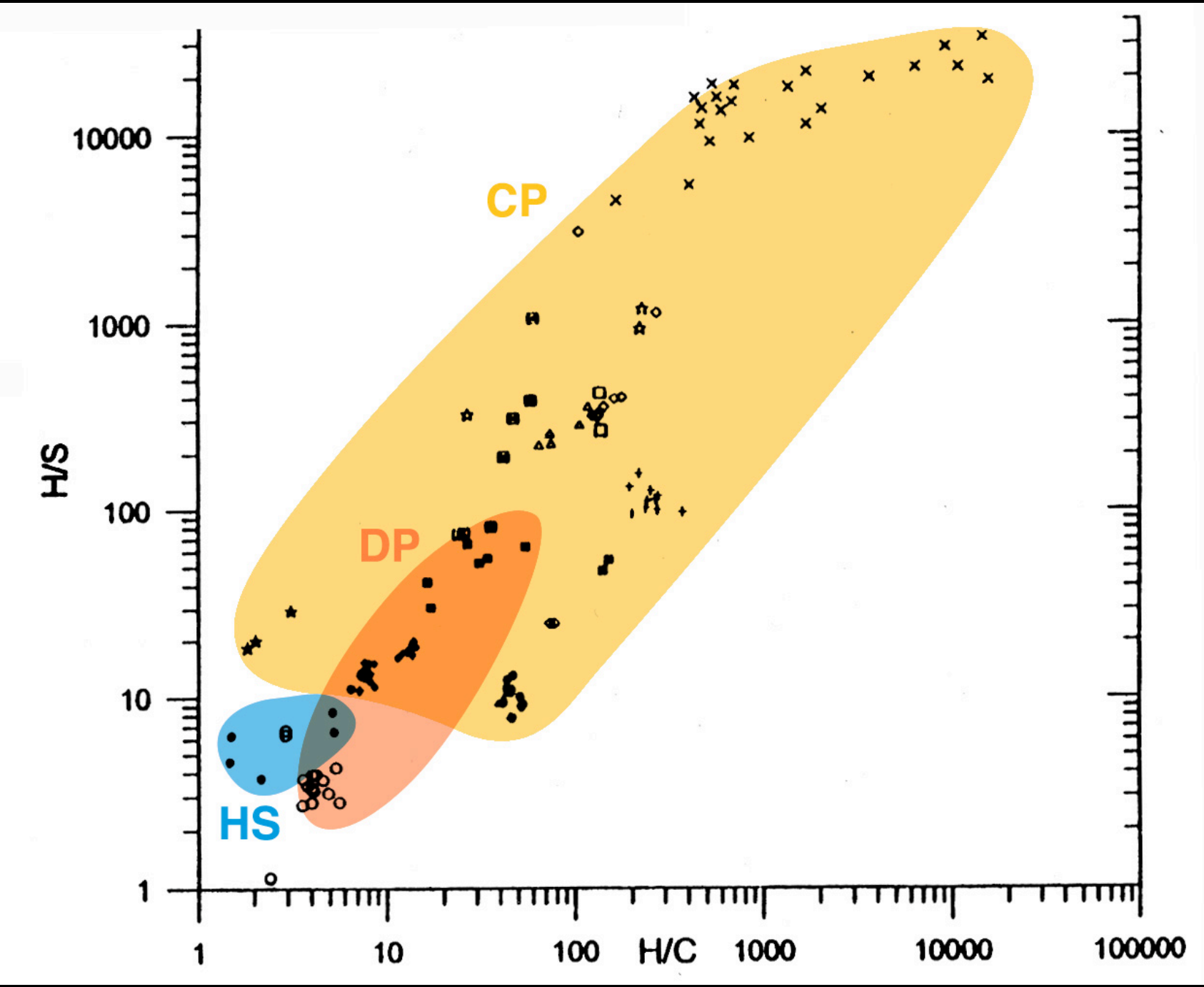
Gas vulcanici: geodinamica e composizione

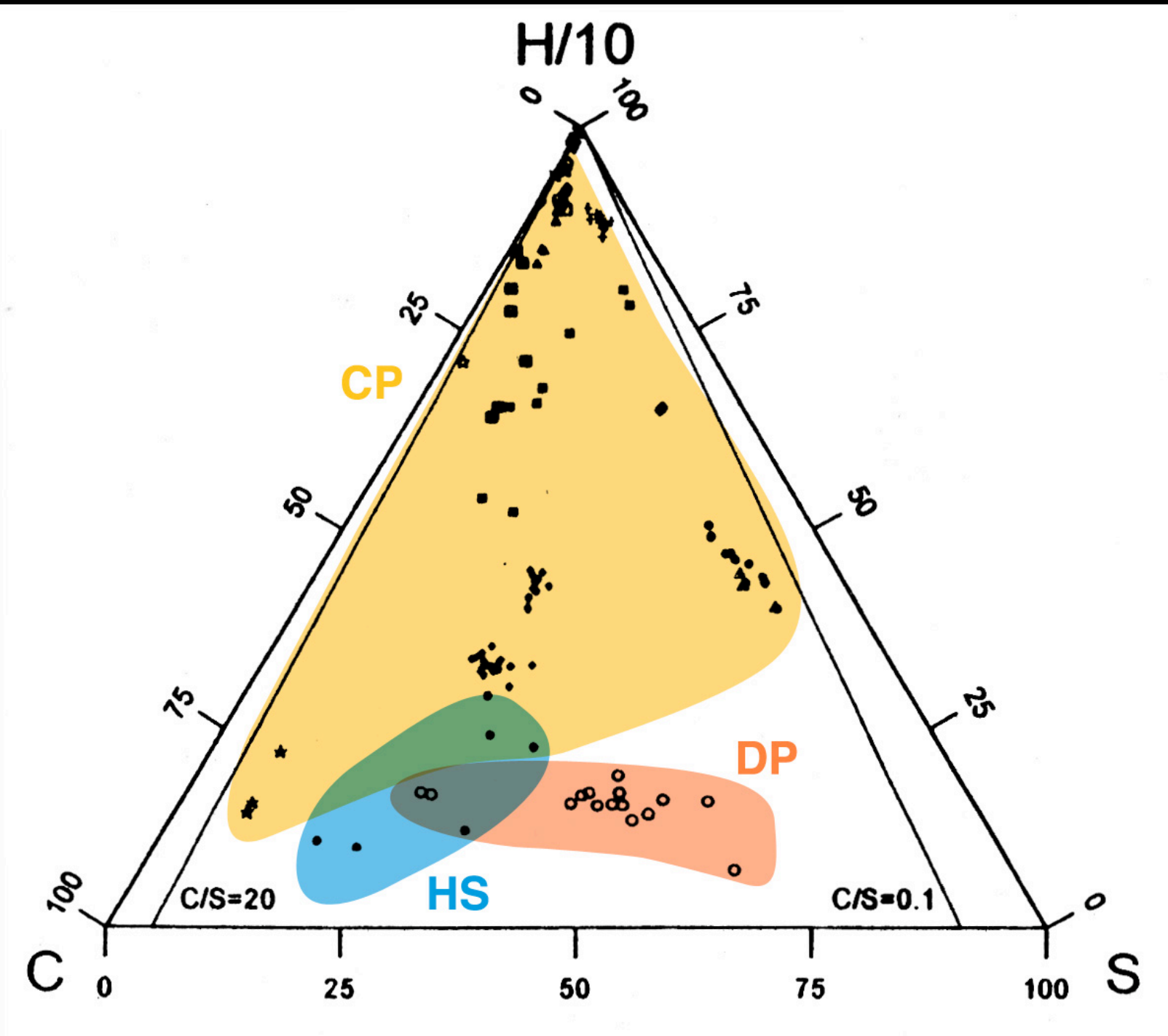
Il sistema H - C - S

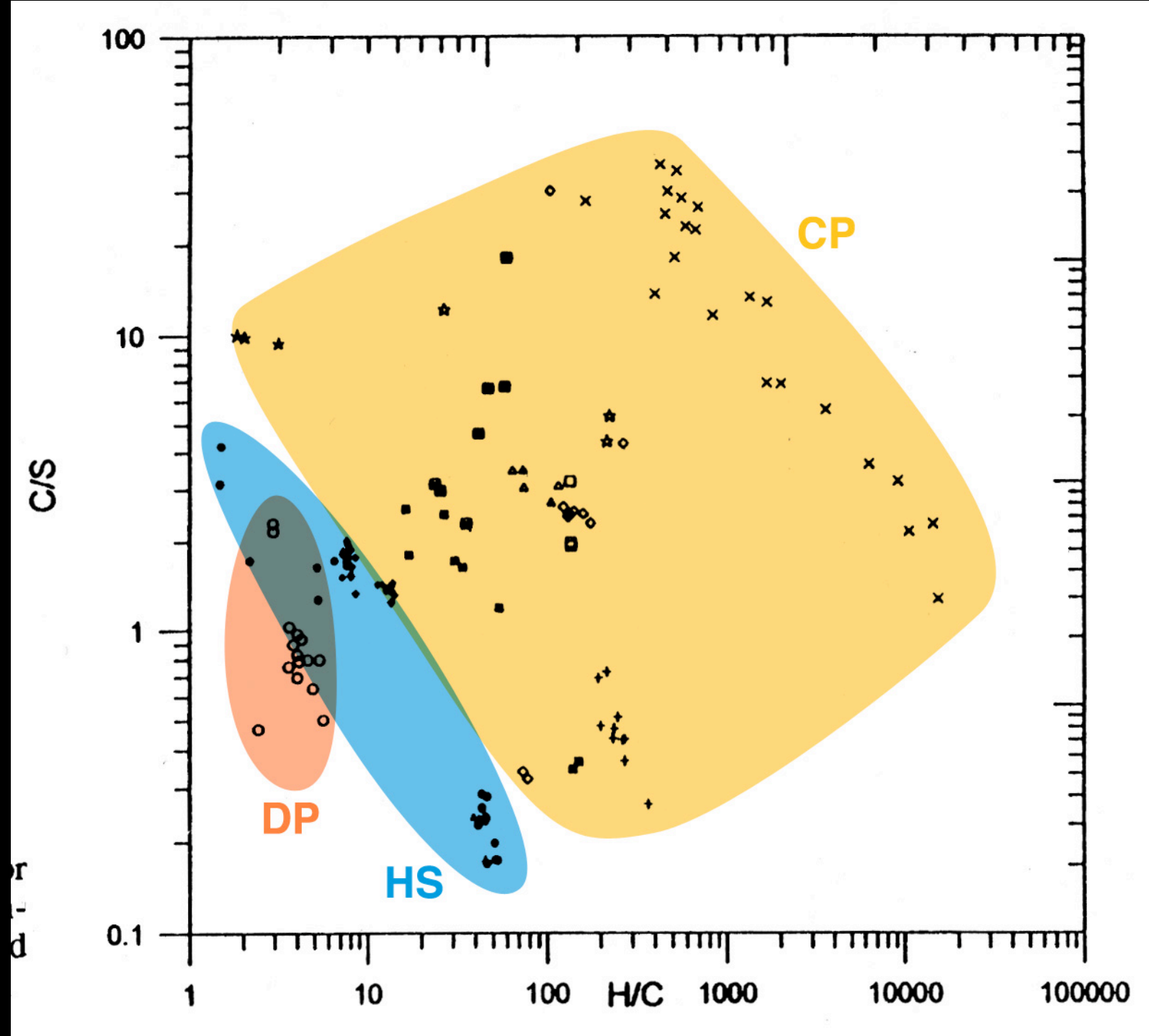
- H/S e H/C sono più elevati nelle aree convergenti (CP) che in quelle divergenti (DP) e hot-spot (HS)
 - I gas CP hanno proporzionalmente più H di DP e HS
 - interpretazione: questo riflette più alte concentrazioni di H₂O

- DP e HS hanno proporzionalmente più S+C di CP

- i rapporti S/C sono simili
 - S/C dipende dallo stato di degassamento del magma e non dal contesto geodinamico
 - al Kilauea, C/S = 4 (summit, nondegassato) → 0.15 (fianco lava flow, degassato)



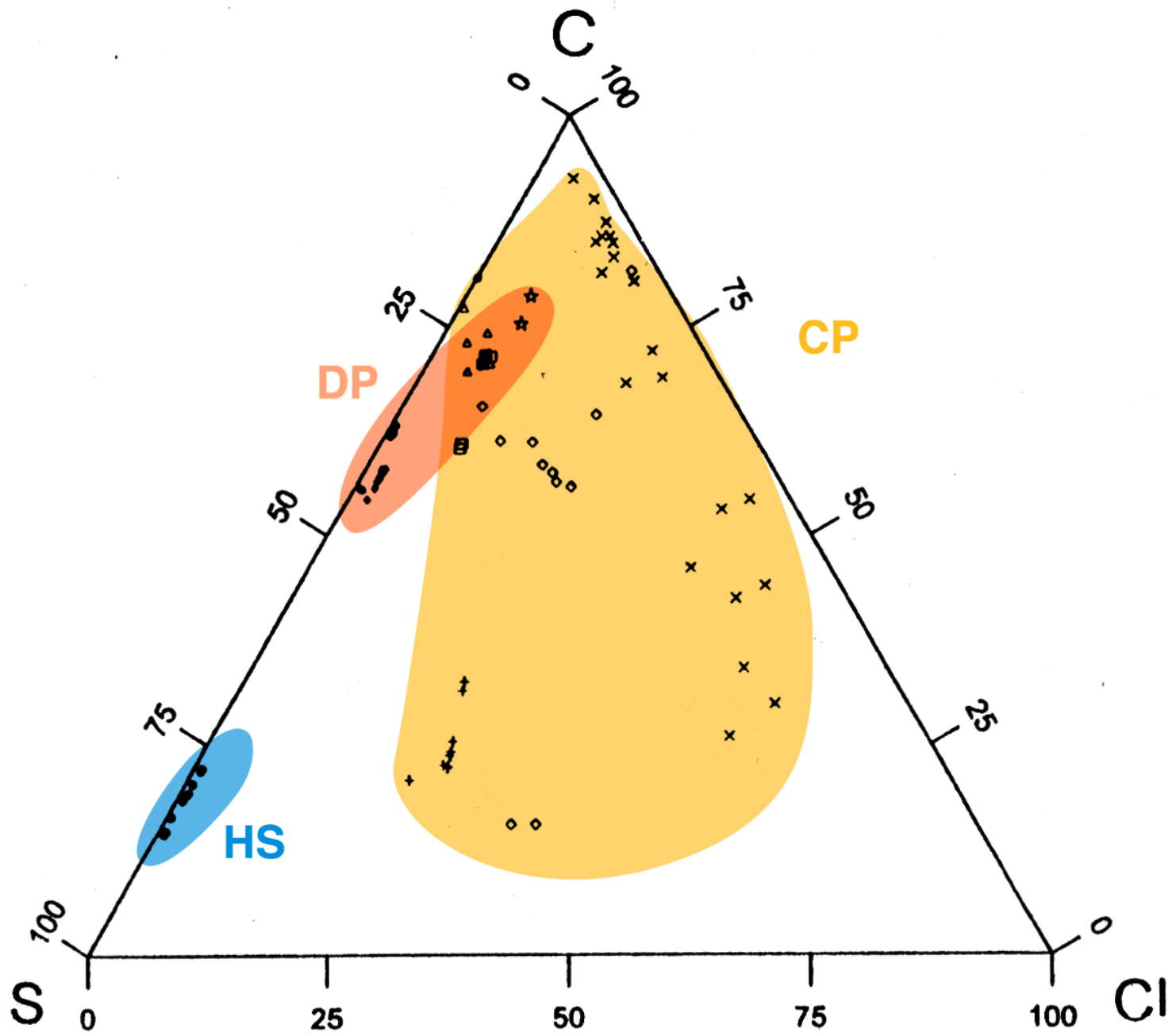


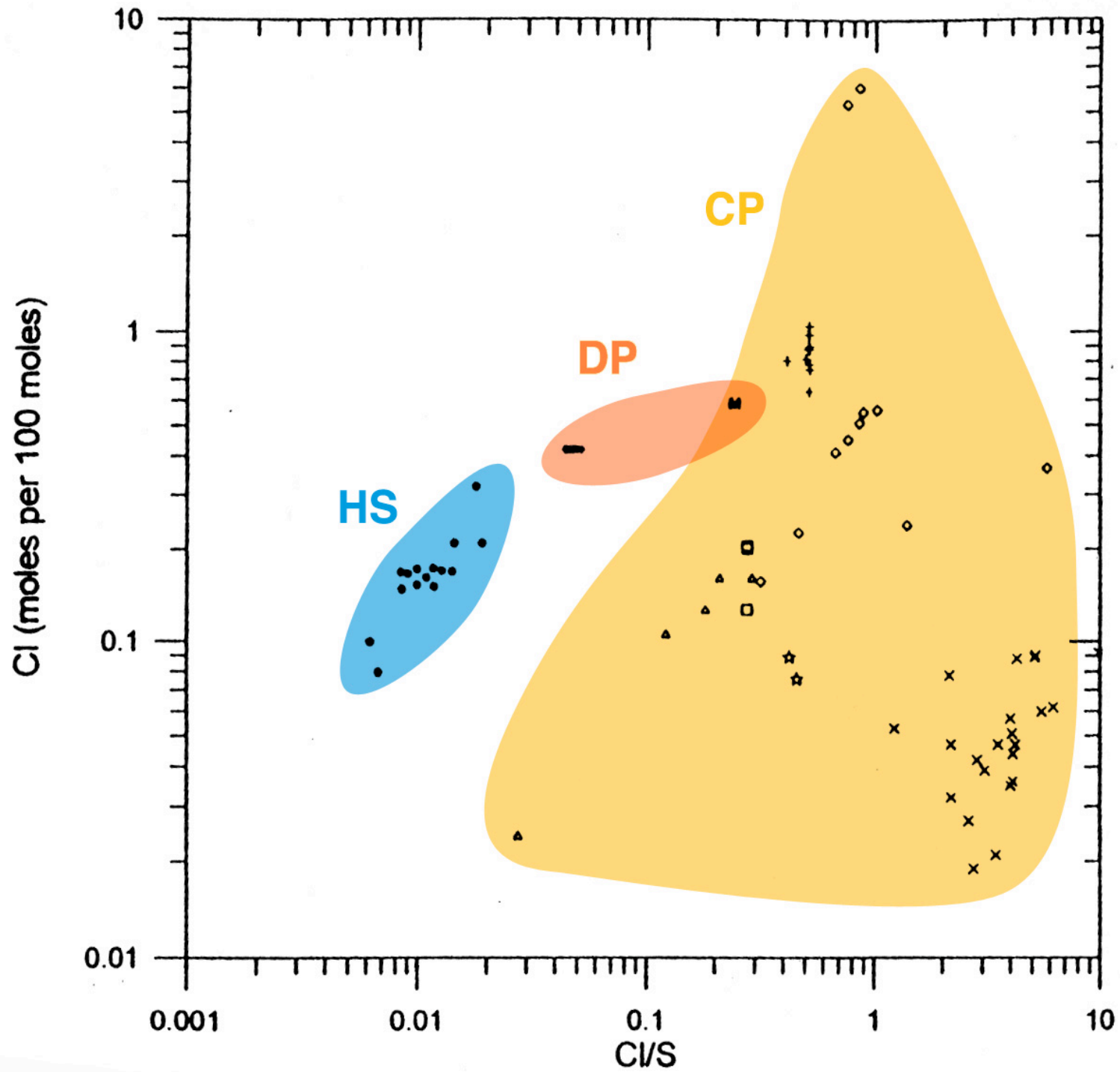


Gas vulcanici: geodinamica e composizione

Il sistema C - S - Cl

- I gas CP hanno proporzionalmente più Cl di DP e HS
- Cl/S è molto più alto (0.03-10) in CP che in DP e HS (Cl/S = 0.006 - 0.05)





I gas nobili

I gas nobili o gas rari sono un gruppo di elementi particolarmente importanti in quanto caratterizzati da elevata inerzia chimica.

Questa loro caratteristica li pone come gli elementi (ed isotopi) più importanti nel campo dei **TRACCIANTI GEOCHIMICI** poichè forniscono informazioni sulla storia di degassamento del mantello terrestre, età e formazione dell'atmosfera, e processi di mixing fra mantello ed altri reservoir

La loro scoperta è relativamente recente in quanto non producono composti e il loro nome lo evidenzia:

Neon

Krypton

Xenon

Isotopi dei gas nobili

²
He

- He: 2 isotopi stabili, ³He e ⁴He

¹⁰
Ne

- Ne: 3 isotopi stabili, ²⁰Ne, ²¹Ne, ²²Ne

¹⁸
Ar

- Ar: 3 isotopi stabili, ³⁶Ar, ³⁸Ar, ⁴⁰Ar

³⁶
Kr

- Kr: 6 isotopi stabili, 78, 80, 82, 83, 84, 86

⁵⁴
Xe

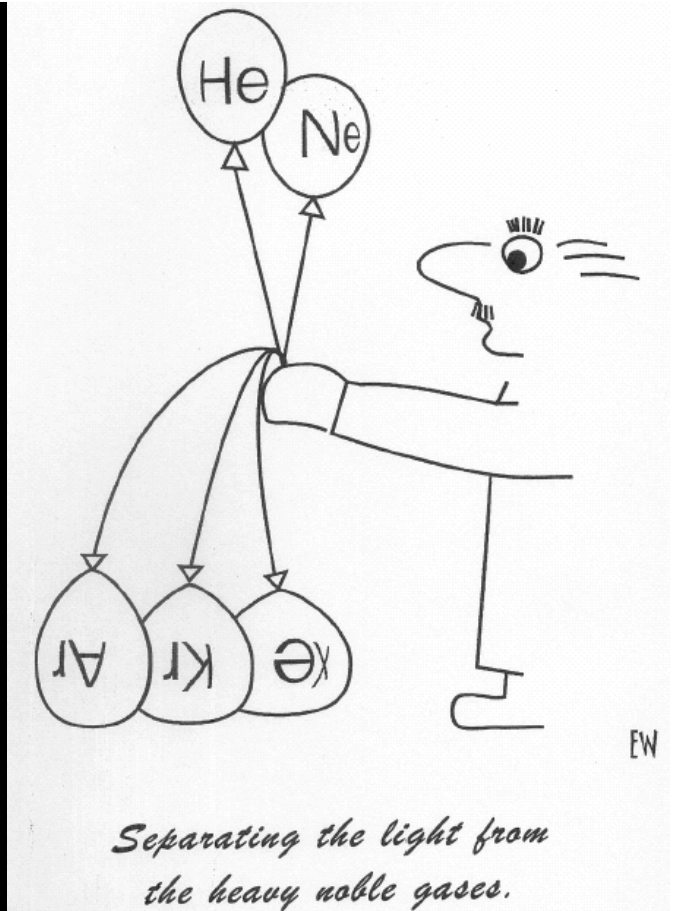
- Xe: 9 isotopi stabili: 124, 126, 128, 129, 130, 131, 132, 134, 136

⁸⁶
Rn

- Rn: nessuno isotopo stabile (²²²Rn ha un T_d di 3.8 giorni)

Gas nobili

- Composizione atmosferica:
- Elementale
 - He: 5.24 ppm = 2×10^{-5} x solare
 - Ne: 18.18 ppm = 0.01 x solare
 - Ar: 0.934% = 9340 ppm = 1000 x solare
 - Kr: 1.14 ppm = 12 x solare
 - Xe: 0.087 ppm = 6 x solare
- Isotopica in aria
 - ${}^4\text{He}/{}^3\text{He} = 750000$; ${}^3\text{He}/{}^4\text{He} = 1.39 \times 10^{-6}$
 - ${}^{20}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} = 9.8$, ${}^{21}\text{Ne}/{}^{22}\text{Ne} = 0.03$
 - ${}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} = 295.5$



Geochemica dell'He

- ^3He non è prodotto da nessun processo naturale terrestre.
 - Tutto ^3He nella Terra è o primordiale o portato dalla polvere cosmica
- ^4He è radiogenico, prodotto dalla alpha-decays
 - 8 atomi di ^4He per ^{238}U , 7 per ogni ^{235}U , 6 per ogni ^{232}Th
- He è il solo gas nobile in grado di sfuggire dall'atmosfera.
 - Tempo di residenza di He in atmosfera:
 - Massa $^3\text{He} = 1.3 \times 10^{-6} * 5.24 \text{ ppm} * 5.2 \times 10^{21} \text{ g}$
 - Flusso di $^3\text{He} = 1000 \text{ moli/anno} = 3000 \text{ g/anno}$
 - Tempo di residenza = 10 Ma

L'Elio ha due isotopi

^4He



Scoperto da Rutherford
come prodotto di
decadimento di U e Th

Radiogenico

^3He



Alvarez e Cornig (1939)
scoprono ^3He e notarono che
alcuni pozzi il rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$
era superiore di 10 volte
rispetto a quello nell'atmosfera

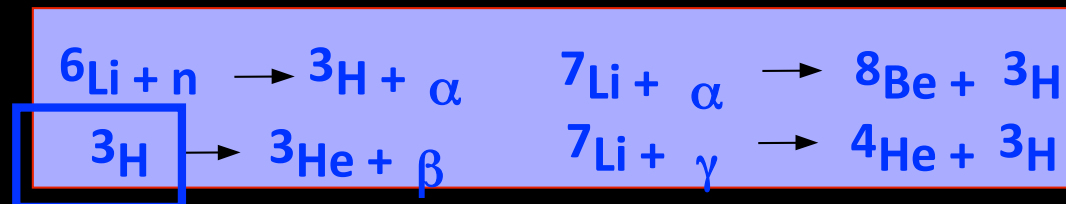
Primordiale

Elio nell'atmosfera ca. 5.2 ppm

E rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ nell'atmosfera: 1.39×10^{-6}

In materiale extra-terrestre ricco di gas il rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ misurato era di $2-4 \times 10^{-4}$

Nucleogenic ^3He



Trizio con $T_{1/2} = 12.5\text{y}$

Mamyrin & Tolstikhin (1984)

I rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$ prodotti da queste reazioni sono comprese fra 10^{-12} e 10^{-9} , ed inoltre, dimostrarono che nessun processo nucleare può produrre rapporti superiori a 10^{-8} e quindi, trascurabili rispetto ai rapporti come quelli misurati nell'atmosfera.

$^3\text{He}/^4\text{He}$ nell'atmosfera: 1.39×10^{-6}

Anomalie:

- depositi di Li (produzione di alti rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$)
- depositi di U (produzione di bassi rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$)
- centrali nucleari (produzione di alti rapporti $^3\text{He}/^4\text{He}$)

Il rapporto isotopico misurato è riferito a quello dell'**ARIA**. Questo evita di trascinarsi dietro numeri molto piccoli vista la differenza di abbondanza tra ^3He e ^4He .

Quindi, parleremo di R/R_a dove:

R è il rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ misurato:

R_a è il rapporto $^3\text{He}/^4\text{He}$ dell'ARIA:

$$1.39 \times 10^{-6}$$

Crosta

0.02

MORB

8 ± 1

Hot-spot fino a 30

R/Ra

European subcontinental mantle

6.5 ± 1

Isotopi dell'elio

$R/R_a \rightarrow R$ è il ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ misurato; R_a is the ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ in aria (1.39×10^{-6})

$R_c \rightarrow$ rapporto isotopico dell'elio corretto assumendo che Ne sia assunto come derivante dall'atmosfera, mediante la relazione:

$$R_c = (R_{\text{obs}} N_{\text{obs}} - R_a N_a) / (N_{\text{obs}} - N_a)$$

$R_{\text{obs}}, R_a = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ misurato ed in aria; $N_{\text{obs}}, N_a = \text{He}/\text{Ne}$ misurato ed in aria

$$R_c = (10_{\text{obs}} 1000_{\text{obs}} - 1 \cdot 0.28_a) / (1000_{\text{obs}} - 0.28_a)$$

$$R_c = (2_{\text{obs}} 2_{\text{obs}} - 1 \cdot 0.28_a) / (2_{\text{obs}} - 0.28_a)$$

Campo Geotermico a bassa temperatura

