

APPLICAZIONE DEI GEOTERMOMETRI CHIMICI ALLE ACQUE SOTTERRANEE DEL LAZIO SETTENTRIONALE

GIOVANNI ARNONE

Servizio Geologico d'Italia, Largo S. Susanna 13, 00187 Roma

RIASSUNTO. — Nel presente lavoro l'Autore applica i geotermometri chimici Na-Ca-K e anortite-albite alle acque sotterranee del Lazio settentrionale.

Nei sistemi misti tra acque calde di antica ricarica e acque fredde poco profonde il geotermometro Na-Ca-K ha dato una temperatura di 140° C, che rappresenterebbe quella del ramo finale caldo del serbatoio profondo connesso alle emergenze situate ad W di Viterbo. La stessa temperatura di 140° C si legge in corrispondenza della sorgente « Gigliola » (7°) nel geotermometro anortite-albite.

I risultati ottenuti con il geotermometro Na-Ca-K ($\beta = 0,81$) e quelli del geotermometro anortite-albite sono dunque abbastanza convergenti.

ABSTRACT. — In the following work the author describes application of chemical geothermometers Na-Ca-K and anortite-albite to the Northern Lazio underground waters. In the mixing schemes between hot connate waters of shallow circulation, the Na-Ca-K geothermometer has given 140° C, that ought to represent the temperature of deep deposit connected at the springs W of Viterbo the same 140° C temperature is given on the anortite-albite geothermometer in correspondence of the «Gigliola» (7°) spring.

Results obtained with the Na-Ca-K geothermometer ($\beta = 0.81$) and ones obtained on anortite-albite geothermometer are consequently sufficiently convergent.

Introduzione

L'attuale interesse per l'energia geotermica ha stimolato la ricerca relativa all'origine e alla distribuzione delle risorse geotermali. Uno dei campi più dinamici di questa ricerca è il campo della geotermometria chimica.

Negli anni 60 la silice disciolta era considerata come l'unico geotermometro applica-

bile e significativo dal punto di vista quantitativo.

Durante il Simposio delle Nazioni Unite per lo sviluppo delle risorse geotermali tenutosi a Pisa nel 1970 un certo numero di Autori, tra cui WHITE (1970), presentarono altri approcci al problema.

FOURNIER e TRUESDELL (1973) proposero il geotermometro Na-Ca-K che successivamente fu impiegato ad una larga varietà di ambienti geotermali (SWANBERG, 1974; ECKSTEIN, 1975). Ulteriori revisioni della geotermometria furono fatte da FOURNIER e TRUESDELL (1974).

L'area in oggetto, prevalentemente vulcanica, è stata studiata sia dal punto di vista geologico-strutturale sia dal punto di vista vulcanologico-petrografico e idrogeochimico; in questa zona sono state effettuate inoltre numerose prospezioni geofisiche e indagini per la ricerca di mineralizzazioni uranifere e di forze endogene. Le indagini idrogeologiche di dettaglio eseguite su manifestazioni sorgentizie confermano la presenza di due tipi fondamentali di circuiti: uno superficiale ed uno collegato ad un serbatoio profondo, tra i quali esistono fenomeni di miscelamento.

Nel presente lavoro alle stesse acque sotterranee costituite da acque calde di antica ricarica e acque fredde di circolazione poco profonda è stato applicato il geotermometro Na-Ca-K.

La temperatura estrapolata del ramo finale caldo è risultata corrispondente a quella della sorgente (7°) « Gigliola » ottenuta con il geotermometro anortite-albite.

Situazione geologico-strutturale e vulcanismo

L'area in esame (cfr. fig. 1) compresa nei fogli geologici 137 « Viterbo » e 143 « Bracciano » alla scala 1:100.000 è in prevalenza vulcanica. I prodotti vulcanici di età pleistocenica appartengono a due province petrografiche distinte (cfr. fig. 2): quella tosco-laziale e quella laziale-campana. Della prima fanno parte le vulcaniti acide del monte Cimino; alla seconda appartengono le vulcaniti alcalino-potassiche dei monti Vulcini e dell'apparato vulcanico di Vico.

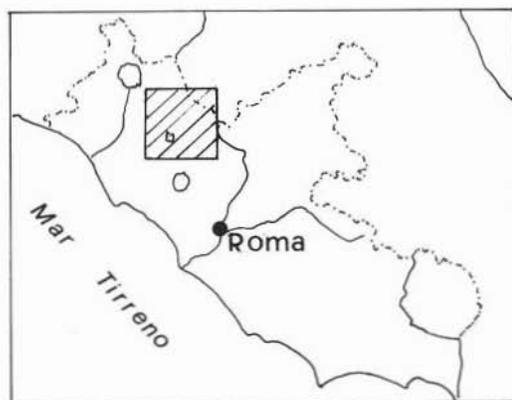


Fig. 1. — Area in esame.

Le datazioni assolute (M. NICOLETTI, 1969; E. LOCARDI e altri, 1974; M. NICOLETTI e altri, 1979) indicano un'età compresa tra 0,94 e 1,35 M.A. per le vulcaniti cimine, tra 0,3 e 0,8 M.A. per le vulcaniti vicane e tra 0,15-0,6 M.A. per le vulcaniti vulsine.

Nella sezione geologica C-C' di fig. 3, dedotta dai sondaggi a carotaggio continuo eseguiti dal CNEN nel Fosso della Ferriera per ricerche minerarie (LOCARDI e altri, 1975), si nota che sui sedimenti del substrato si depositano i prodotti acidi ed anattetici del vulcano Cimino, fortemente erosi e successivamente dislocati da una faglia diretta che ha provocato l'abbassamento del settore occidentale del bacino rispetto a quello orientale. La fossa è stata colmata da una serie vulcano sedimentaria costituita da prodotti di rimaneggiamento delle vulcaniti cimine, vicane e vulsine.

Infine la serie vulcano sedimentaria è coperta dai prodotti vulcanici del Vico, rappre-

sentati da potenti coltri ignimbriche e da eruzioni di pomici di composizione intermedia tra la trachitica e la riolitica.

Dalla faglia principale in corrispondenza della quale si è impostato il Fosso della Ferriera, l'attività esalativa di gas è stata molto intensa ed in parte perdura tuttora.

Il substrato sedimentario della coltre vulcanica (R. FUNICELLO e altri, 1979) è costituito dall'alto verso il basso da:

- unità neoaotocitone, rappresentate da marne ed argille con livelli conglomeratici (Pleistocene-Pliocene);
- una successione alloctona appartenente alle unità liguridi e sicilidi (Oligocene-Cretaceo);
- unità «serie toscana-umbra» (G. MARIOTTI, 1980) calcareo-argilloso-arenacea e calcareo-dolomitico-anidritica (Paleocene-Trias).

Le condizioni strutturali, cui d'altra parte è manifestamente correlabile il vulcanismo, sono legate al carattere disgiuntivo della tettonica neogenica che ha comportato un assetto ad horst e graben.

La tettonica regionale ha determinato la fagliazione e la dislocazione di diverse unità litostratigrafiche. Dall'esame della carta gravimetrica (ARNONE, 1979) si è potuto rilevare nell'area in esame quanto segue:

- 1° ai margini della regione sono presenti gli alti strutturali;
- 2° nella zona centrale il substrato della copertura vulcanica è caratterizzato dalla presenza di depressioni dovute principalmente ad un collassamento trasversale, rispetto alla zona di sollevamento che è invece allungata secondo direzioni appenniniche;
- 3° due sistemi di fratture, uno appenninico e l'altro con direzione pressochè trasversale.

Stima delle temperature raggiunte dalle acque in profondità

In materia di esplorazione di energia geotermica sono stati accertati due tipi di giacimenti:

- a vapore dominante e
- ad acqua calda dominante.

Nei sistemi geotermici a vapore dominante il trasferimento dell'acqua avviene in fase vapore: l'acqua bolle ad una certa profondità, continua la sua ascesa sotto forma di

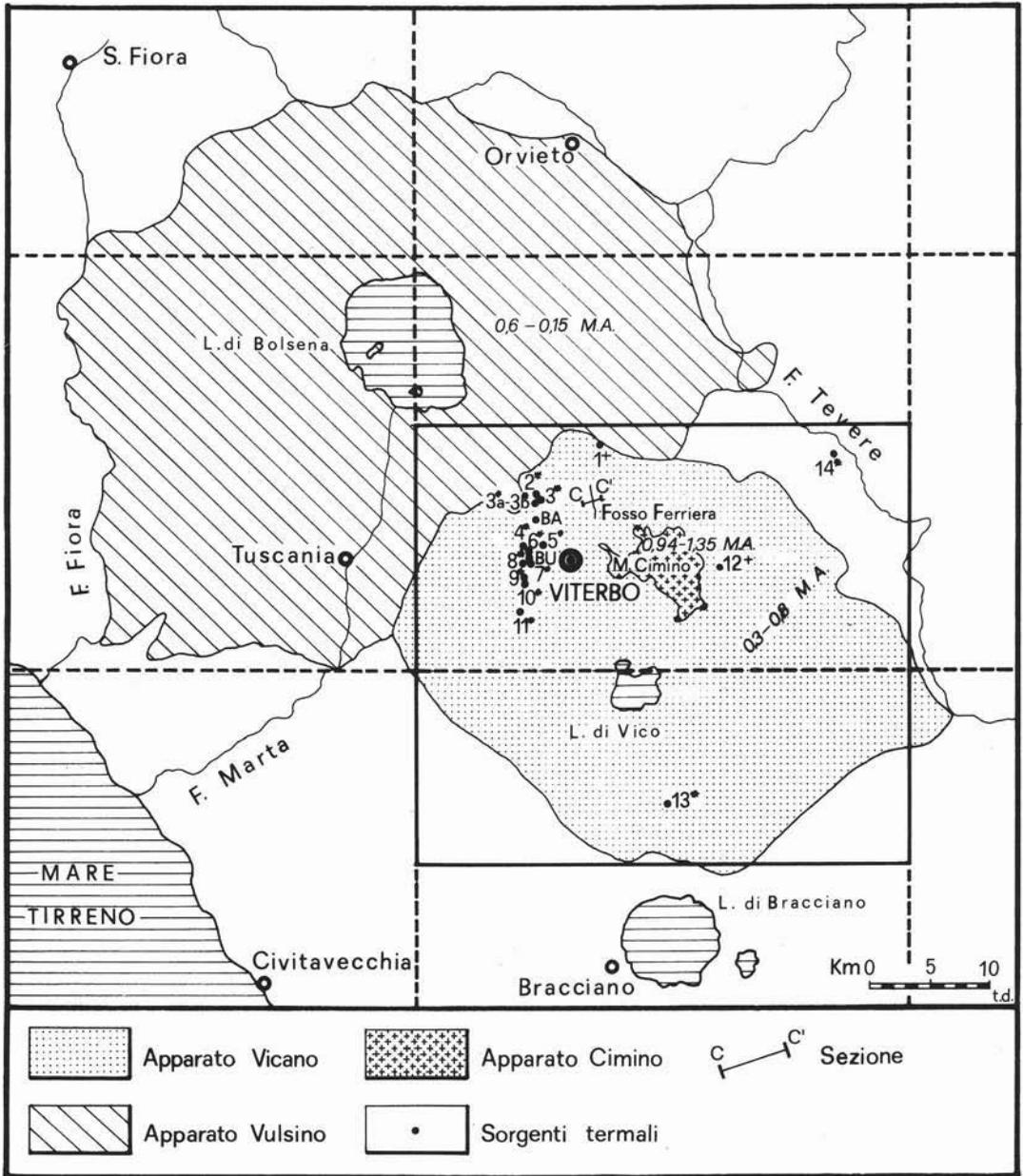


Fig. 2. — Rappresentazione schematica delle Unità vulcaniche e ubicazione delle sorgenti termali nell'area in esame.

vapore e generalmente si condensa vicino alla superficie. In questi sistemi le acque calde sono, dunque, delle acque superficiali condensate dal vapore acqueo. La composizione chimica dell'acqua superficiale non è modificata che dall'introduzione di sostanze volatili che hanno accompagnato il vapore

acqueo (As, Hg, ecc.). Queste sostanze giocano un ruolo d'indicatore qualitativo e non si tratta ancora di geotermometro.

Nel sistema geotermico ad *acqua calda dominante* il ruolo di vettore dell'energia termica è operato dall'acqua. Il trasferimento dell'acqua dal serbatoio profondo fino alla

superficie può farsi in fase liquida (può aversi ebollizione, ma questa non concerne che una debole parte della massa del fluido, vicino alla superficie). Tale giacimento è condizionato dalla temperatura e dalla pressione nel sottosuolo a livello di serbatoio (WHITE D.E.,

quelle del gruppo « Bullicame » e del gruppo « Zitelle ».

Per lo studio e l'interpretazione del chimismo delle acque calde sotterranee emergenti nell'area in esame sono stati utilizzati i risultati delle analisi chimiche eseguite in di-

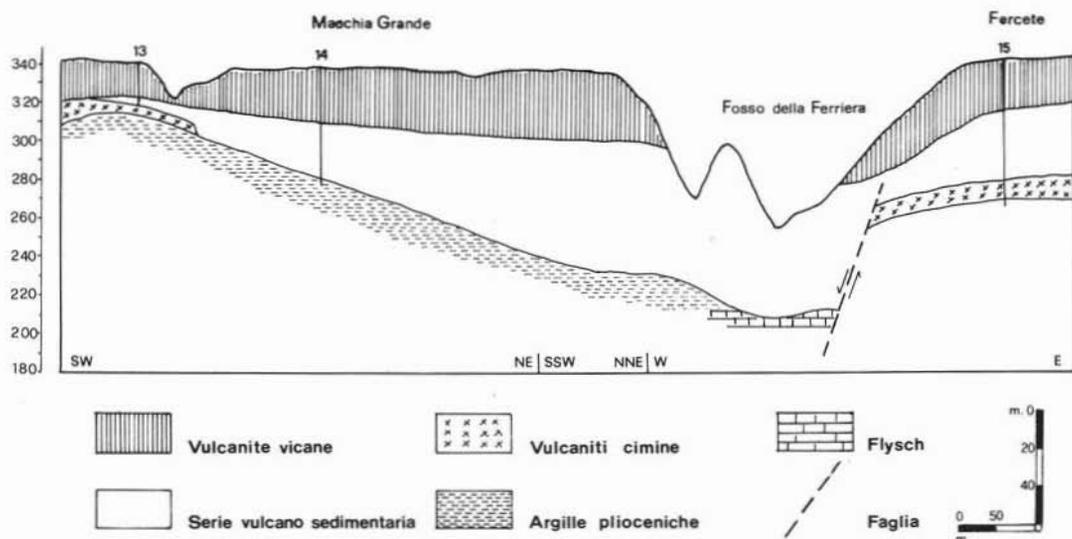


Fig. 3. — Sezione geologica schematica C-C'.

MEFFLER J.P., TRUESDELL A.H., 1971). Esso funziona come un'installazione di riscaldamento centrale. Solo a tale tipo di giacimento si possono applicare i geotermometri chimici.

Il bacino idrologico dell'area in questione è ricco di manifestazioni di acque calde fortemente gassate (principalmente per CO_2 , ma anche per H_2S), connesse all'anomalia termica esistente nel Lazio settentrionale (BURGASSI e altri, 1965), mentre altre sono manifestazioni fredde con CO_2 e H_2S .

Questa attività esalativa è da collegare alla fase di sollevamento in atto nella regione e nello stesso tempo sembra la più adatta a mantenere fessure aperte in terreni plastici quali le argille ed il flysch del substrato. Queste emanazioni gassose sono localizzate lungo faglie pleistoceniche che delimitano e talora solcano il bacino idrologico.

La maggior parte delle sorgenti termali (cfr. fig. 2) sono dislocate nel settore occidentale del bacino, ad W del vulcano Cimino. Esse presentano una temperatura compresa tra i 38°C e i 65°C e le più cospicue sono

versi tempi e provenienti da varie fonti (Tab. 1). Utilizzando il diagramma di Piper (fig. 4) è stato possibile classificarle in tipi di famiglie geochimiche (CHEBOTAREV, 1955).

L'origine delle acque calde ed il carattere delle susseguenti reazioni di equilibrio tra la fase fluida e la fase solida sono fattori determinanti nell'applicabilità dei vari geotermometri chimici.

Per la valutazione della temperatura delle acque in profondità sono stati utilizzati il geotermometro Na-Ca-K ed il geotermometro anortite-albite.

1) Il geotermometro Na-Ca-K

Per la stima della temperatura a livello dell'acquifero profondo connesso alle emergenze situate ad W di Viterbo si è ritenuto opportuno, in considerazione delle condizioni idrogeologiche della zona, applicare il geotermometro Na-Ca-K (1) con $\beta = 0,81$ (2) nei sistemi misti tra acque calde di antica ricarica e acque fredde di circolazione poco profonda.

La temperatura del ramo finale caldo delle

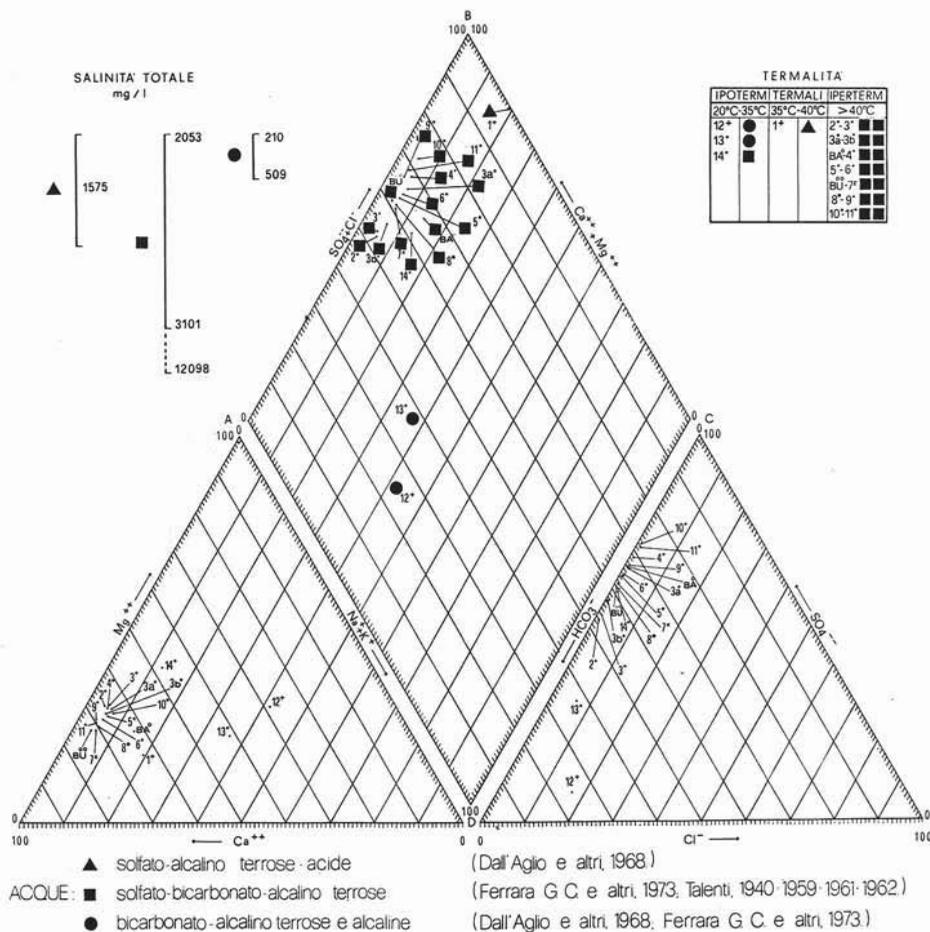


Fig. 4. — Diagramma di Piper.

acque e la relativa composizione chimica ipotetica sono state estrapolate mediante un metodo matematico statistico applicando la seguente funzione esponenziale (ECKSTEIN, 1975):

$$\ln y = \ln a + bx \quad (1)$$

dove:

$$a = \exp \left(\frac{\sum \ln y_i}{n} - b \frac{\sum x_i}{n} \right)$$

$$b = \frac{\sum (x_i \ln y_i) - 1/n (\sum x_i) (\sum \ln y_i)}{\sum (x_i)^2 - 1/n (\sum x_i)^2}$$

(¹) FOURNIER e TRUESDELL (1973), studiando moltissime acque naturali trovarono che la temperatura alla quale è raggiunto l'ultimo equilibrio delle interazioni dell'acqua con la roccia può esprimersi, sulla base dei dati Na-Ca-K, mediante la relazione:

$$F_{(T)} = \lg Na/K + \beta \lg \sqrt{Ca/Na}$$

I simboli chimici rappresentano le concentrazioni molari dei singoli ioni e β è una costante e dipende dalla stechiometria della reazione da scegliere

tra i valori di 1/3 o 4/3 a seconda che l'equilibrio finale acqua-roccia sia stato raggiunto sopra o sotto i 100° C.

Dal valore ottenuto, la temperatura dell'equilibrio finale, espressa in °C, può essere facilmente calcolata utilizzando l'equazione (SWAMBERG, 1974):

$$T \text{ °C} = \frac{1647}{2,24 + F_{(T)}} - 273,15$$

Il $\beta m_s = 0,81$ è stato determinato sperimentale-

TABELLA 1
Analisi chimiche delle acque

RIF.	DENOMINAZIONE	pH	T °C	SALINITA' mg/l	Ca **			Mg **			Na *			
					mg/l	meq/l	meq%	mg/l	meq/l	meq%	mg/l	meq/l	meq%	
1*	POGGIO DELL'ULIVO	S	3.6	36	1575.00	320.64	16.00	63.26	52.58	4.29	16.96	96.60	4.20	16.60
2	BACUCCO-VEGENZALE	S	6.30	50	2609.80	535.00	28.84	65.75	152.00	12.50	28.89	37.60	1.63	3.71
3	GRUPPO	S	6.50	65	2471.10	535.00	26.69	64.53	148.00	12.17	30.39	37.40	1.62	3.91
3a	DEL	S	6.40	65	2565.30	538.00	26.84	64.69	149.00	12.25	29.52	37.05	1.61	3.88
3b	BAGNACCIO	S	6.40	64	2062.60	586.00	29.24	66.48	149.00	12.45	27.85	37.05	1.61	3.66
BA	BAGNACCIO	S	-	38	2218.00	405.40	20.22	62.08	94.60	7.78	23.88	95.30	4.14	12.71
4	ZITELLE	S	6.45	65	2053.70	522.50	26.07	64.88	144.50	11.88	29.56	32.60	1.41	3.50
5	TIPO	S	8.40	57	2296.50	492.00	24.55	66.27	125.00	10.27	27.72	31.40	1.36	3.67
6*	BULLICAME	S	6.50	56	2391.60	520.50	25.97	67.59	124.00	10.19	26.52	33.40	1.45	3.77
BU ^o	BULLICAME	S	-	55	2567.40	606.00	30.23	71.80	121.20	9.96	23.65	31.00	1.35	3.20
7*	GIGLIOLA	S	-	56	2672.00	610.20	30.44	70.39	125.90	10.35	23.93	35.60	1.55	3.58
8*	ULIVETO	S	-	54	2425.50	536.00	26.74	69.72	114.50	9.41	24.53	32.50	1.41	3.67
9*	S. CRISTOFORO	S	6.40	55	3101.70	697.50	34.80	69.49	160.00	13.15	26.26	31.40	1.36	2.71
10*	ASINELLO	S	6.80	58	2932.70	611.40	30.50	65.37	167.00	13.73	29.42	36.30	1.58	3.38
11	SOLFOROSA "IL MASSO"	S	6.20	59	3083.40	695.00	34.68	69.55	158.50	13.03	26.13	31.40	1.36	2.72
12*	POGGIO LEONE	S	7.40	21	210.00	15.03	0.75	28.51	9.48	0.78	29.63	21.61	0.94	35.36
13	MOLA DI BASSANO	S	5.70	23	509.08	56.00	2.79	41.27	18.00	1.48	21.89	35.00	1.52	22.48
14*	RIO GRANDE	S	2.05	22	12098.60	530.60	27.12	47.46	275.60	22.66	39.65	95.70	4.16	7.28

S = sorgente

1* (Dall'Aglia e altri, 1968)

2* (Ferrara G.C. e altri, 1973)

(continua)

a e b rappresentano i parametri della curva di regressione esponenziale per interpretare i dati sperimentali:

$$r^2 = \frac{(\sum x_i \ln y_i - 1/n \sum x_i \sum \ln y_i)^2}{[\sum(x_i^2) - (\sum x_i)^2/n] [\sum(\ln y_i)^2 - (\sum \ln y_i)^2/n]}$$

r^2 rappresenta il coefficiente di determinazione (cfr. Tab. 3) e avvicinandosi all'unità dà l'idea della bontà della correlazione.

Nella (1) x e y rappresentano rispettiva-

mente le concentrazioni chimiche e le temperature misurate. I parametri a , b ed r^2 per ciascuno elemento sono dati nella Tabella 3.

Come risulta nella Tabella 2 e nella fig. 5 sono state effettuate due estrapolazioni chimiche ipotetiche del membro finale caldo.

Ad una prima estrapolazione con temperatura $T_y = 150^\circ \text{C}$ il geotermometro Na-Ca-K indicava in corrispondenza, una temperatura di equilibrio $T_x = 142^\circ \text{C}$. La composizione chimica fu estrapolata una seconda

mente con la seguente espressione:

$$\beta = \frac{\lg Na_s/K_s - \lg Na_p/K_p}{\lg \sqrt{Ca_p/Na_p} - \lg \sqrt{Ca_s/Na_s}}$$

(ARNONE, 1979) dove p sta ad indicare le concentrazioni molari degli ioni riscontrati nelle sorgenti

precedenti e s è riferito al valore delle concentrazioni molari delle sorgenti seguenti; applicando la suddetta espressione e procedendo dalla sorgente Poggio dell'Ulivo alla sorgente Mola di Bassano cioè da N verso S, si ricava una serie di valori di β . Il β medio cioè $\beta_{ms} = 0,81$ è stato calcolato sulla media aritmetica di tutti i valori di β scelti fra quelli che presentavano valori positivi.

Segue Tab. 1

K ⁺			Cl ⁻			HCO ₃ ⁻			SO ₄ ⁻²			SiO ₂	Li ⁺	Sr ⁺²	DATA
mg/l	meq/l	meq%	mg/l	meq/l	meq%	mg/l	meq/l	meq%	mg/l	meq/l	meq%	mg/l	mg/l	mg/l	
31.28	0.80	3.16	25.20	0.71	2.47	0.00006	0.00001	3.10 ⁻⁷	1394.92	28.00	97.652	294.29	-	-	21.VI-16.VII.65
35.00	0.89	2.02	18.40	0.52	1.18	1261.13	20.66	47.02	1093.75	22.75	51.79	51.79	0.07	7.55	IX.71
34.70	0.88	2.12	17.20	0.48	1.15	1166.70	19.11	46.08	1051.00	21.88	52.76	52.00	0.07	7.65	IX.71
31.20	0.79	1.90	17.50	0.49	1.18	856.60	14.03	33.74	1300.00	27.06	65.07	52.00	0.07	7.65	IX.71
43.70	0.88	2.00	16.50	0.46	1.04	1146.50	18.78	42.63	1192.00	24.81	56.32	52.00	0.07	7.65	IX.71
16.80	0.43	1.32	13.20	0.37	1.09	696.90	11.42	33.85	1054.50	21.95	65.07	35.20	-	-	II,III,40
32.20	0.82	2.04	15.90	0.45	1.11	771.20	12.63	31.37	1306.00	27.18	67.51	50.00	0.08	9.10	IX.71
33.80	0.86	2.32	19.70	0.55	1.47	834.05	13.66	36.69	1106.00	23.02	61.83	57.80	0.08	9.11	IX.71
31.80	0.81	2.10	19.08	0.53	1.37	837.70	13.72	35.59	1167.00	24.29	63.02	63.10	0.08	9.11	IX.71
22.00	0.56	1.33	15.90	0.45	1.07	988.20	16.19	38.68	1211.00	25.21	60.23	63.00	-	-	27.X.59
35.40	0.90	2.08	15.10	0.42	0.99	1030.90	16.89	38.97	1250.00	26.02	60.05	70.00	-	15.50	14.II.61
31.00	0.79	2.05	21.20	0.59	1.54	902.80	14.79	38.65	1099.10	22.88	59.80	65.00	-	-	25.IV.62
30.10	0.76	1.51	19.70	0.55	1.09	1025.60	16.80	33.39	1583.00	32.95	65.50	51.50	0.08	10.95	IX.71
33.10	0.85	1.82	19.08	0.53	1.12	796.00	13.04	27.70	1609.00	33.49	71.16	47.60	0.08	8.40	IX.71
31.00	0.79	1.58	15.90	0.45	1.26	1047.60	17.16	28.18	1561.00	32.50	67.66	51.50	0.08	10.43	IX.71
6.65	0.17	6.46	15.95	0.45	17.04	122.18	2.00	75.75	18.25	0.38	7.19	90.05	-	-	21.VI-16.VII.65
38.00	0.97	14.34	16.00	0.45	6.64	258.70	4.24	62.62	100.00	2.08	30.72	115.00	0.03	-	IX.71
125.50	3.20	5.60	76.65	2.15	1.82	2805.30	45.97	38.92	3362.00	69.99	59.25	115.80	0.25	0.16	IX.71

BA* (Talenti, 1940)

BU** (Talenti, 1959)

7^x (Talenti, 1961)

8* (Talenti, 1962)

TABELLA 2

Composizione chimica di cinque sorgenti termali del Lazio settentrionale, e due estrapolazioni, nel sistema misto (fra acque fredde poco profonde e acque calde di antica ricarica), delle composizioni ipotetiche del membro finale caldo delle acque sotterranee

Y °C	X									TX °C
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	Li ⁺	Sr ⁺²	
mg/l										
150 *	980 *	275 *	51.50 *	51.00 *	2180 *	2165 *	22.52 *	1.04 *	22.80 *	142
140 *	950 *	265 *	51.00 *	49.00 *	2140 *	2130 *	22.50 *	1.02 *	28.60 *	140
50	535	152	37.60	35.00	1261	1093	18.40	0.07	7.55	139
65	535	149	37.05	31.20	856	1051	17.50	0.07	7.65	134
65	522	144	33.00	32.20	771	1306	16.00	0.08	9.10	136
56	520	124	33.40	31.80	837	1167	16.00	0.08	9.11	136
23	94	15	21.00	16.00	213	139	13.60	0.05	-	140

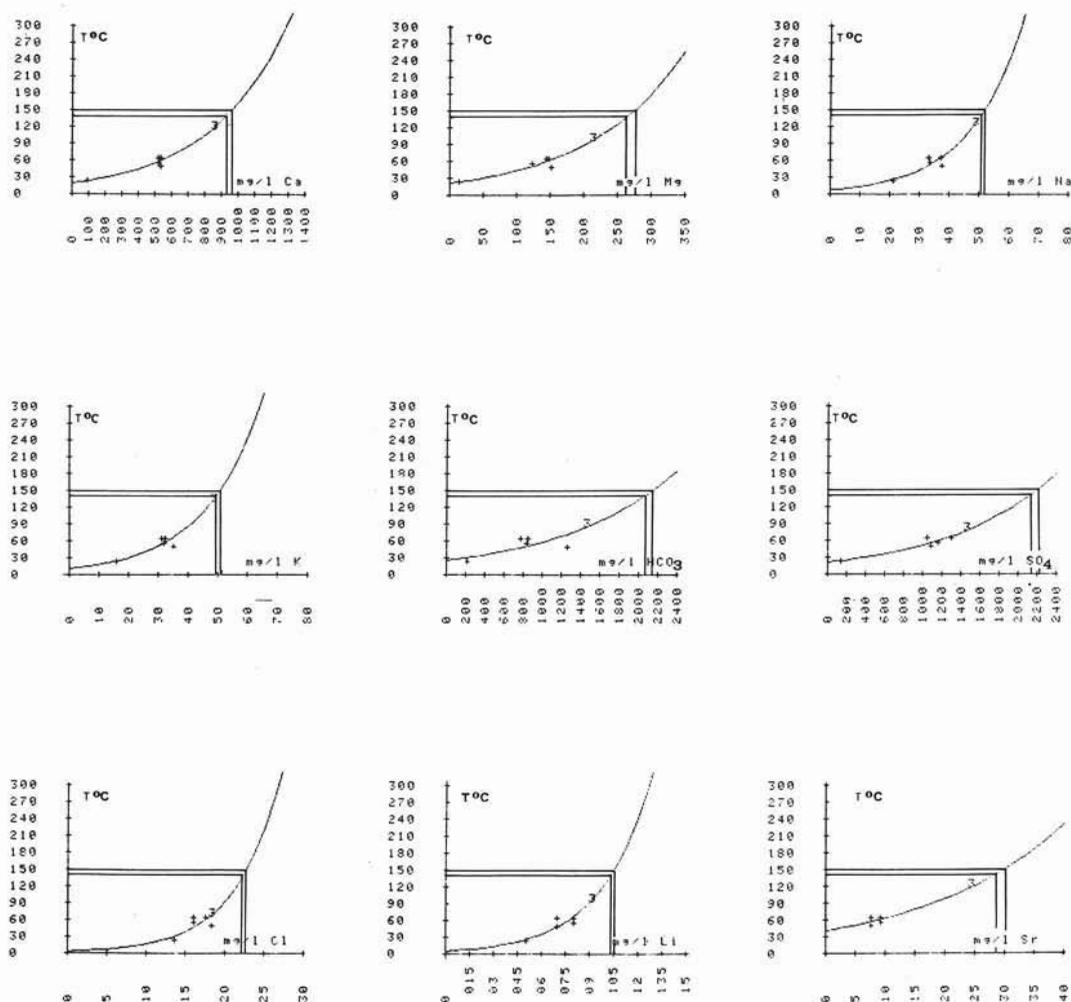


Fig. 5. — Curve di regressione esponenziale.

volta dove due temperature si approssimano $T_x = T_y = 140^\circ\text{C}$. Conseguentemente si suppone che il membro finale caldo dell'acquifero profondo connesso alle emergenze situate ad W di Viterbo si troverebbe in equilibrio ad una temperatura di 140°C .

La composizione chimica estrapolata a quella temperatura risulterebbe simile alla composizione delle sorgenti termali con una storia idrogeologica apparentemente analoga.

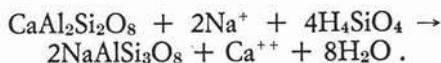
2) Il geotermometro anortite-albite

Prima di descrivere il metodo basato sull'equilibrio soluzione anortite-albite, è bene

TABELLA 3
Parametri degli elementi ionici
relativi alla Tabella 2

Elementi	a	b	r^2
Ca	18,84	0,0021	0,93
Mg	21,20	0,0071	0,90
Na	7,55	0,0575	0,79
K	10,60	0,0521	0,82
HCO ₃	25,32	0,0008	0,51
SO ₄	20,70	0,0009	0,93
Cl	2,92	0,1726	0,53
Li	4,12	34,980	0,79
Sr	40,94	0,430	0,86

termali avviene secondo la reazione:



Essendo i termini silicatici e l'H₂O considerati puri si possono porre uguale ad 1.

Da quanto precede segue che la costante di equilibrio sarà:

$$K = \frac{[\text{Ca}^{++}]}{[\text{H}_4\text{SiO}_4]^4 [\text{Na}^+]^2}$$

(dove il segno [] rappresenta l'attività degli ioni in soluzione).

Questa reazione è stata studiata sperimentalmente da ORVILLE (1972) a 700° C e per delle pressioni elevate.

Le costanti di equilibrio relative alle temperature più basse sono state calcolate a partire dai dati di HELGESON H.C. (1969). Si sono trovati così:

a 100° C	lg K = 11,59
a 150° C	lg K = 9,68
a 200° C	lg K = 8,12
a 250° C	lg K = 6,71

Nel diagramma corrispondente alla fig. 6 i punti rappresentativi delle acque termali della regione sono riportati a destra della linea limitante i campi di stabilità dell'anortite e dell'albite, ad una temperatura tra i 116° C e 221° C.

La temperatura di 140° C relativa alla sorgente « Gigliola » (7*) rappresenterebbe quella del ramo finale caldo del circuito profondo connesso alle emergenze situate a W di Viterbo, come già rilevato quando si è applicato il geotermometro Na-Ca-K (con β = 0,81) nei sistemi misti fra acque calde di antica ricarica e acque fredde poco profonde.

In definitiva sulla base dei risultati ottenuti applicando i predetti geotermometri alle acque sotterranee dell'area in esame si può affermare che la temperatura delle acque in profondità aumenterebbe in corrispondenza dell'area situata a NE di Viterbo (cfr. fig. 2) comprendente le seguenti emergenze: (1*) Poggio dell'Ulivo, (12*) Poggio Leone e (14*) Rio Grande.

Evidentemente le temperature ottenute sono da ritenersi puramente indicative.

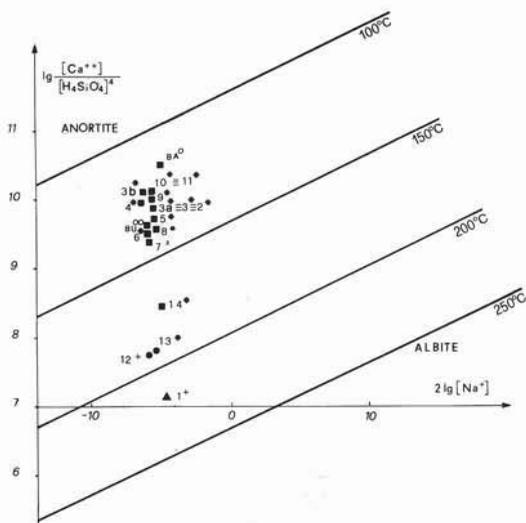


Fig. 6. — Campo di stabilità dell'anortite e dell'albite a 116° C e 221° C.

premettere che nella regione in esame sia nelle vulcaniti acide della provincia toscolaziale sia nelle vulcaniti alcalino-potassiche della provincia petrografica laziale-campano si riscontrano mineralizzazioni di pirite-marcasite e di zolfo. I depositi di pirite-marcasite e di zolfo sono legati alle esalazioni gassose contenenti H₂O.

Dalla sublimazione dell'idrogeno solforato (VIGHI, 1956) deriva lo zolfo, la cui composizione isotopica indica un'origine vulcanica per esalazioni gassose (CAGLIOTI e altri, 1960; DESSAU e altri, 1972).

Le concentrazioni di Stibina e di Cinabro, che dal M. Amiata scendono verso Sud, rappresentano la maggior parte dei giacimenti a Sb e Hg dell'Appennino. Tutte queste mineralizzazioni sono validi indicatori qualitativi della temperatura del sottosuolo pur non trattandosi di geotermometri.

Analogamente alle anomalie geotermiche e ai campi geotermici, che talora vi si instaurano, le mineralizzazioni a Sb e Hg sembrano legate al complesso intrusivo-effusivo acido anattetico della Toscana meridionale e del Lazio settentrionale.

Nel sottosuolo degli apparati vulcanici Vulsini, Cimini e Vicani, a livello di basamento, sebbene in forma secondaria tardiva, il processo di albitizzazione dei plagioclasti connesso a paragenesi ed a fenomeni idro-

BIBLIOGRAFIA

- ARNONE G. (1979) - *Studio delle sorgenti termali del Lazio Settentrionale*. Rend. Soc. It. di Miner. e Petrol., 35 (2), 647-666, Milano.
- BURGASSI e altri (1965) - *Prospezione delle anomalie geotermiche e sua applicazione alla regione amiatina*. Ind. Mineraria, a. 16, 15 pp., 7 ff. bibl., Roma.
- CAGLIOTI e altri (1960) - *Isotopic abundance of some native sulphur and sulphide minerals Meeting Geophysical Union*, Helsinki.
- CHEBOTAREV I.I. (1955) - *Metamorphism of natural waters in the crust of weathering*. Part I: Geoch. et Cosmoch. Acta, 8, 22-48; Part II: Geoch. et Cosmoch. Acta, 8, 137-170; Part III: Geoch. et Cosmoch. Acta, 198-212.
- DESSAU e altri (1972) - *Geologia e depositi minerali delle zone Monti Romani-Monteti (Comuni di Manciano e Capalbio, Grosseto ed Ischia di Castro, Viterbo)*. Mem. Soc. Geol. It., II, 217-260.
- ECKESTEIN Y. (1975) - *The application of chemical Hydro-geothermometers to ground-waters in Israel*. Int. Congress on thermal waters, Geothermal Energy and vulcanismo of the Mediterranean Area, International of Scientifics Hydrogeology, 1976, Athene (Grecia).
- FUNICELLO R. e altri (1979) - *Caratteri geologici e isotopici dell'area geotermica di Cesano (Sistema vulcanico dei Monti Sabatini, Roma)*. Atti del 1° Seminario informativo delle Unità di ricerca di geotermia. C.N.R. - Sottoprogetto «Energia geotermica», Vol. I, Milano.
- FOURNIER R.O. & TRUESDELL A.H. (1973) - *An empirical Na-Ca-K geothermometers for natural waters*. Geoch. Cosmoch. Acta, 37, 1255-1275.
- FOURNIER R.O. & TRUESDELL A.H. (1974) - *Geochemical Indicators of Subsurface Temperature. Part I: Basic Assumptions*, J. Res. U.S.G.S., 2 (3), 269-262; Part II: *Estimation of temperature of fraction of hot water mixed with cold water*, J. Res. U.S. Geol. Surv., 2, 3, 263-270.
- HELGESON H.C. (1969) - *Thermodynamic of hydrothermal system at elevated temperatures and pressures*. Amer. J. Sci., 267, 729-804.
- LOCARDI e altri (1974) - *Tettonica, vulcanismo e bacini uraniferi nel Lazio. L'Italia nell'ambito dell'evoluzione del Mediterraneo*. Soc. Geol. It., 29 pp., Parma.
- LOCARDI E., MOLIN D. (1975) - *Ricerche per uranio nel Lazio settentrionale*. CNEN, serie rapporti, 106 pp., Roma.
- MARIOTTI G. (1980) - *Il Lazio settentrionale nella paleogeografia triassica: dati preliminari*. Rend. Soc. Geol. It., Roma, 3 (1980), 25-28.
- NICOLETTI M. (1969) - *Datazioni Argon-Potassio di alcune vulcaniti delle regioni vulcaniche Cimina e Vicana*. Per. Min., 38 (1), 1-20, Roma.
- NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., PICO M., TRIGILA R. (1979) - *Determinazione Kr di vulcaniti della regione Vulsina (Toscana Sud)*. Soc. It. Miner. e Petrol., 1979.
- ORVILLE P.M. (1972) - *Plagioclase cation exchange equilibria with aqueous chloride solutions: results at 700° C and 200 bars in presence of quartz*. Amer. J. Sci., 272, 234-272.
- SWAMBERG C.A. (1974) - *The application of the Na-Ca-K geothermometer to thermal areas of Utah and the Imperial Valley, California*. Geothermics, 3 (2), Pisa.
- VIGHI L. (1956) - *Sulla genesi dei solfuri di ferro e dello zolfo nativo solfatarici di alcune località del Lazio*. Boll. Soc. Geol. It., 75 (4), 93-105, Roma.
- WHITE D.E., MUEFFLER J.P., TRUESDELL A.H. (1971) - *Vapor dominated Hydrothermal systems compared with hot water systems*. Econ. Geol. USA, 66 (1), 75-97.