

---

# Atoll d'Eniwetok

## Système géothermique insulaire à l'état naturel

### *Eniwetok Atoll Island*

### *Geothermal system in natural state*

**G. Samaden, P. Dallot, R. Roche**

Commissariat à l'énergie atomique  
BP 72, 91680 Bruyères le Chatel

---

*Des forages à grande profondeur ont été effectués sur les atolls d'Eniwetok et Bikini en 1952 et plus tard. Ils ont permis de réaliser des mesures de température jusqu'à la profondeur de 1 200 mètres environ. On constate l'existence d'un gradient de température négatif.*

*Un modèle général d'écoulements souterrains a été établi ainsi que le programme de calcul correspondant. L'effet combiné de la diffusion et de la convection permet de retrouver le phénomène d'inversion du gradient thermique aux niveaux mesurés.*

*Un modèle à cinq couches permet de déterminer les valeurs des perméabilités selon la profondeur et d'ajuster le profil de température calculé dans la partie basse de la couche calcaire.*

*Ces résultats sont rapprochés de ceux obtenus dans les études de la diagenèse des calcaires cénozoïques sur l'atoll d'Eniwetok.*

*Les modèles de fonctionnement global obtenus par ces deux voies différentes offrent une bonne complémentarité et une bonne concordance.*

---

*Deep drilling campaigns were conducted on the Eniwetok and Bikini atolls in 1952 and later. They made it possible to measure temperatures down to a depth of approximately 1 200 m. The existence of a negative temperature gradient was observed.*

*A general model of groundwater flows was developed together with the corresponding computation program. The phenomenon of thermal gradient reversal at the levels measured is explained by the combined effect of diffusion and convection.*

*A five-layer model is used to determine permeability values according to depth and to adjust the computed temperature profile in the lower section of the limestone layer.*

*These results are compared to those obtained by the studies of cenozoic limestone diagenesis on the Eniwetok Atoll.*

*The overall functional models obtained by these two different approaches are satisfactorily complementary and consistent.*

---

Des forages à grande profondeur ont été effectués sur les atolls d'Eniwetok et Bikini en 1952 et plus tard (Fig. 1). Ils ont permis de réaliser des mesures de température jusqu'à la profondeur de 1 200 mètres environ. On constate l'existence d'un gradient de température négatif. En outre, la température dans le milieu calcaire est étroitement corrélée à celle de l'océan.

L'étude suivante utilise les résultats des diagraphies thermiques pour mettre en évidence les passages privilé-

giés des eaux souterraines et le mouvement d'ensemble permanent au sein de l'atoll.

Un modèle général d'écoulements souterrains a été établi, ainsi que le programme de calcul correspondant.

Dans une première tentative avec un modèle à 3 couches, on montre que le profil de température particulier rencontré ne peut être expliqué par un refroidissement dû à la conduction à partir de l'eau plus froide de l'océan, mais que, par contre, l'effet combiné de la diffusion et de

la convection permet de retrouver le phénomène d'inversion du gradient thermique aux niveaux mesurés.

Dans une seconde tentative, un essai a été fait en utilisant un modèle à cinq couches pour déterminer les valeurs des perméabilités selon la profondeur et pour ajuster le profil de température calculé dans la partie basse de la couche calcaire. Les résultats semblent satisfaisants compte tenu de la structure géologique complexe incon-

nue de l'atoll.

Ces résultats peuvent être rapprochés de ceux obtenus dans les études de la diagénèse des calcaires cénozoïques sur l'atoll d'Eniwetok (A.H. SALLER 1984).

Les modèles de fonctionnement global obtenus par ces deux voies différentes offrent une bonne complémentarité et une bonne concordance.

## 1. Diagraphies thermiques

La *figure 2* donne les profils de température dans les forages E1 et F1 effectués à Eniwetok et dans le forage effectué à Bikini, ainsi que la température de l'eau de mer en fonction de la profondeur.

A partir de l'évolution des températures publiées dans la référence 3 (p. 720-721), on peut penser que les conditions d'exécution du forage avaient perturbé la situation naturelle et que l'équilibre des températures ne s'est rétabli qu'en décembre 1952. L'évolution est ensuite très faible jusqu'en juillet 1955.

Sur la *figure 2*, on constate l'existence d'un gradient de température négatif. Cette anomalie est due au voisinage de l'océan. Ceci est bien illustré par le parallélisme des courbes donnant la température en fonction de la profondeur dans les forages et dans l'océan.

L'allure des profils est la même dans les trois forages. Malheureusement, les mesures de température dans F1 ont été arrêtées avant le fond du puits à cause d'un éboulement. Par suite, nous considérons seulement les résultats du forage E1 plus complets.

## 2. Perméabilités des terrains

La perméabilité des terrains est un paramètre très important du calcul.

Soulignons que dans ce type de terrain calcaire, seules des mesures in situ dans le forage ont un sens, car la perméabilité des formations est essentiellement une perméabilité de fissures. Il existe des fissures, des alvéoles de dissolution, des cavités plus ou moins sableuses reliées entre elles par un réseau interconnecté. La perméabilité de matrice est beaucoup plus petite que la perméabilité de fracture.

Pour utiliser des valeurs réalistes comme valeurs initiales du calcul, nous nous appuyons sur :

- 1) La connaissance obtenue dans les atolls de constitution voisine.
- 2) Les commentaires concernant l'exécution des forages et la description géologique, par exemple : zones à pertes

de boue, caractéristiques géologiques des terrains et emplacement des éléments indiquant une circulation d'eau (voir référence 1).

A partir de ces données pour le puits profond E1, les niveaux très perméables sont situés :

- de 350 à 610 mètres
- de 950 à 1 282 mètres

Le basalte a été trouvé à 1 282 mètres.

Les perméabilités suivantes peuvent être envisagées pour initialiser les calculs :

de 0 à 350 m	: 1 Darcy
de 350 à 610 m	: 10 à 100 Darcy
de 610 à 950 m	: 1 Darcy
de 950 à 1 290 m	: 10 à 100 Darcy
> 1 290 m	: 10 m Darcy.

## 3. Modèle conductif-convectif avec décharge et recharge (*Figure 3*)

### 3.1. Considérations physiques et simplifications

Le réservoir géothermique est idéalisé comme un matériau poreux anisotrope à deux dimensions, limité au fond par une surface imperméable (source chaude) et sur les côtés par le profil bathymétrique de l'île (source froide).

Les hypothèses simplificatrices suivantes sont utilisées :

- l'écoulement dans le matériau poreux est permanent bidimensionnel dans le plan vertical par translation;
- l'eau et le terrain poreux sont en équilibre thermodynamique;

— aucun apport ne se produit à la surface libre (pas de pluie);

— les propriétés de l'eau de mer à  $S = 35\%$ , masse volumique et viscosité peuvent varier avec la température. Les variations avec la pression sont négligées;

— l'effet de marée est négligé.

Dans ce modèle, le moteur de la circulation permanente de l'eau de mer est : la différence de température entre le fond de l'atoll et la surface.

Plusieurs couches de terrain peuvent être positionnées avec une pente et un profil bathymétrique côté océan.

La perméabilité horizontale peut être différente de la perméabilité verticale (anisotropie).

Une conductivité thermique peut être attribuée à chaque couche de terrain.

### 3.2. Résolution mathématique et numérique

Le détail de cette résolution est explicité dans la référence 7. Un résumé est donné ci-après :

#### a) Position du problème

On considère un domaine  $\Omega$  de  $R^2$  et 2 partitions de la frontière  $\partial\Omega$ :  $(\Gamma_1, \Gamma_2)$  et  $(\gamma_1, \gamma_2)$  avec :

$$\Gamma_1 \cup \Gamma_2 = \gamma_1 \cup \gamma_2 = \partial\Omega$$

Les équations différentielles permanentes sont :

- a-1)  $\text{div } \vec{V} = 0$  conservation de la masse
- a-2)  $\vec{V} = -k/\mu (\text{grad } p - \rho \vec{g})$  loi de Darcy
- a-3)  $-\alpha \Delta T + \vec{V} \cdot \text{grad } T = 0$  conservation de l'énergie
- a-4)  $\rho = f(T)$  équation d'état de l'eau de mer à  $S = 35\%$  (réf. 9).

Les paramètres  $k, \mu, \alpha$  sont respectivement la perméabilité, la viscosité, la diffusivité thermique,  $\vec{g}$  est le vecteur accélération de la gravité. Les inconnues sont la vitesse  $\vec{V}$ , la pression  $p$ , la masse volumique  $\rho$  et la température  $T$ .

Les équations sont complétées avec les valeurs aux frontières :

- a-5)  $T = T(x, y)$  sur  $\gamma_1$
  - a-6)  $\partial T / \partial n = \text{grad } T \cdot \vec{n} = 0$  sur  $\gamma_2$
  - a-7)  $p = p(x, y)$  sur  $\Gamma_1$
  - a-8)  $\vec{V} \cdot \vec{n} = 0$  sur  $\Gamma_2$
- $\vec{n}$  vecteur unitaire à la frontière orienté vers l'extérieur.

#### b) Solution numérique

Le domaine est couvert avec des quadrilatères convexes et le système est résolu avec une méthode d'éléments finis.

$T$  et  $p$  sont définis aux nœuds du maillage (interpolation bilinéaire) :  $\rho$  et  $\vec{V}$  sont constants à l'intérieur de chaque maille.

On obtient un système de quatre équations :

- une relation entre  $\vec{V}, p$  et  $\rho$
- une relation entre  $\rho$  et  $T$
- $GP + H\rho = D$
- $AT + B(V)T = C$

où

$C, D$  sont des vecteurs du second membre,  
 $A, G$  sont des matrices carrées positives définies symétriques,

$H$  est une matrice rectangulaire,  
 $B(V)$  est une matrice antisymétrique.

La dernière équation appelée équation de diffusion-convection donne des oscillations numériques lorsque la partie convective  $B(V)$  devient plus importante que la partie conductive  $A$ . Dans ce cas, on peut perturber légèrement l'équation en ajoutant une diffusion artificielle.

Les résultats du calcul numérique ont été comparés avec un cas de domaine rectangulaire publié par P. CHENG, K.C. YEUNG, K.H. LAU (réf. 6, p. 437).

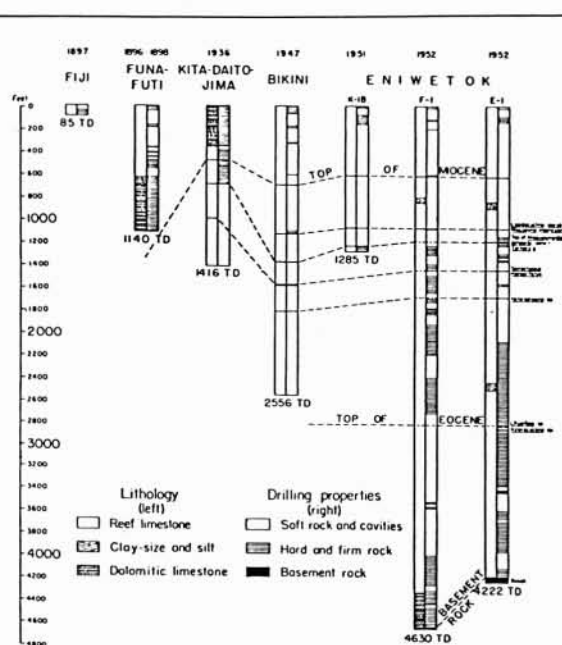


Figure 1. — Résumé des résultats des forages profonds sur les atolls de l'Océan Pacifique.

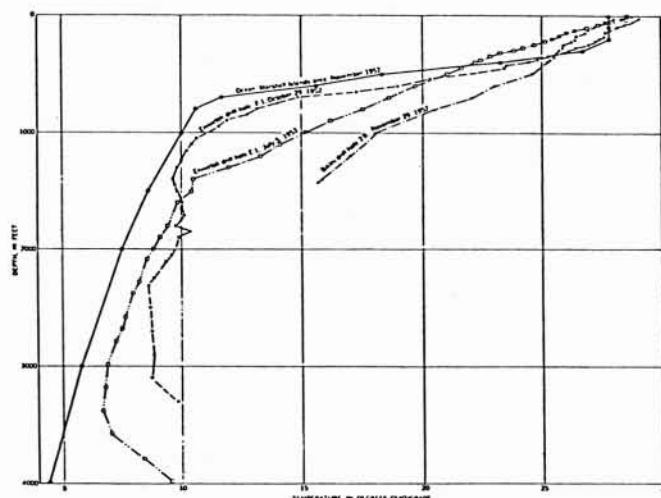


Figure 2. — Profils de températures dans les forages E1 et F1 Atoll d'Eniwetok; dans le forage 2B Atoll de Bikini; et dans l'océan, zone des Iles Marshall (en abscisse, la température en °C; en ordonnée, la profondeur en pieds).

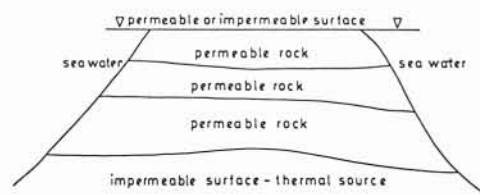


Figure 3. — Modèle pour la convection naturelle dans un système géothermique insulaire.

Table I : Eniwetok E1

Perméabilités :	Conductivités :	Profondeurs :
1ère couche : K1 = 1 Darcy	1.2. cal/m.S.°C	de 0 à - 350 m
2ème couche : K2 = 10 Darcy	1.2. cal/m.S.°C	de - 350 à - 1290 m
3ème couche : K3 = 10 mDarcy	0.4. cal/m.S.°C	de - 1290 à - 3000 m

Table des températures de l'eau de mer (Marshall Islands Area)

de 0 à 200 feet	27,8°C	de 0 à 61 m
300 "	26,7°C	91 m
400 "	23,3°C	122 m
500 "	18,3°C	152 m
600 "	15,6°C	183 m
700 "	11,7°C	213 m
800 "	10,6°C	244 m
1000 "	10,0°C	305 m
1500 "	8,6°C	457 m
2000 "	7,5°C	610 m
3000 "	5,8°C	914 m
4000 "	4,4°C	1219 m
à 3000 m	4°C	3000 m fixé.

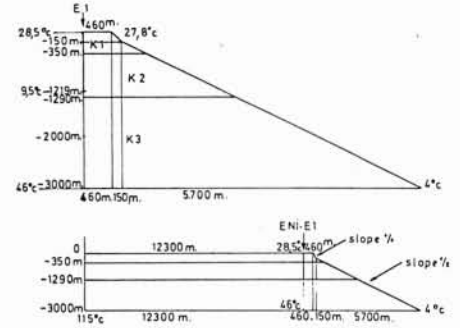


Figure 5. — Eniwetok E1  
Ilot Parry

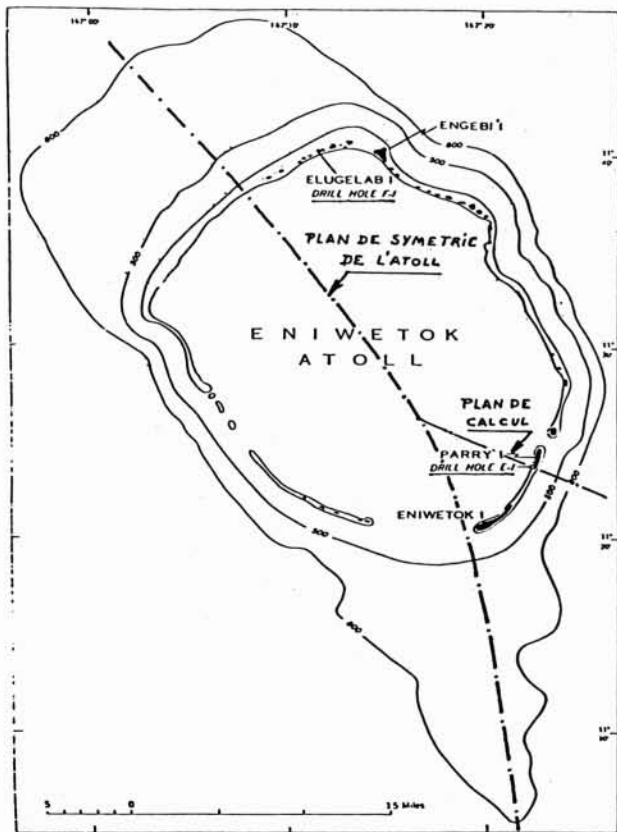


Figure 4. — Carte de l'atoll d'Eniwetok montrant l'emplacement de l'îlot d'Elugelab et de l'îlot Parry et des forages E1 et F1 — Les profondeurs d'eau sont en fathoms.



Figure 6. — Maillage.

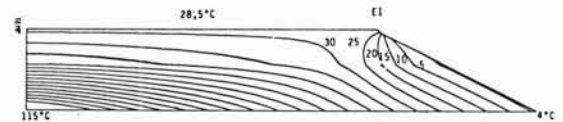


Figure 7. — Isothermes — Conduction.

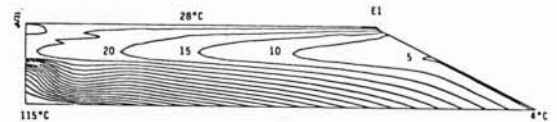


Figure 8. — Isothermes — Conduction — Convection.

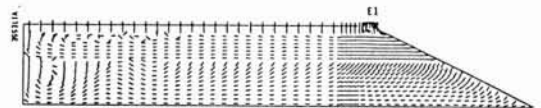


Figure 9. — Vitesses — Distribution.

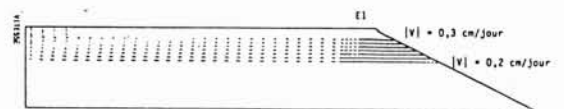


Figure 10. — Vitesses — Module.

#### 4. Calcul des écoulements pour E1 — Parry Island Eniwetok

##### 4.1. Modèle à trois couches isotropes

Dans un calcul préliminaire, nous allons montrer qu'un phénomène de conduction pure ne peut expliquer le profil de température mesuré. Dans ce but, nous utilisons une modélisation simplifiée nécessitant le choix :

- d'une fonction de la température au fond de l'atoll entre l'océan et le centre de l'atoll;
- de trois couches de terrain. Ces couches sont supposées horizontales puisque l'on ne connaît que les épaisseurs dans le forage E1. In situ elles sont probablement légèrement inclinées vers l'océan. La coupe transversale verticale est arrêtée sur l'arête dorsale du volcanisme à 12 300 m du puits E1 (Fig. 4).

La figure 5 et la table I donnent les différents paramètres utilisés pour initialiser le calcul.

Pour démontrer le caractère irréaliste d'un modèle de conduction pure, on a choisi :

- a) pour les calcaires une valeur limite supérieure à la conductivité thermique : 1,2 cal/m.s.°C;
- b) une couche volcanique épaisse (1 290 m-3 000 m) à faible perméabilité (réf. 4). En partant de la partie basse du profil de température de E1, par un prolongement linéaire, on obtient environ 40 °C au niveau 3 000 m. A ce niveau une fonction linéaire de la température a été choisie entre l'océan et le centre de l'atoll. C'est une approximation de la courbe réelle typique qui comporte un léger dôme sur l'axe. La température de 115 °C au centre de l'atoll a été choisie après quelques essais.

Le maillage est dessiné sur la figure 6.

Les isothermes calculés en conduction pure sont représentés figure 7. On voit qu'il n'est pas possible de descendre à une température inférieure à 25 °C, à comparer à la température de 7° mesurée à la profondeur de 1 000 mètres. On est donc conduit à utiliser pour restituer les mesures un modèle de conduction-convection tel qu'il a été exposé au paragraphe III. Les résultats sont représentés dans les figures 8, 9, 10 et 11.

Les résultats obtenus après quelques essais pour retrouver le profil des températures mesurées sont :

Figure 8 — Conduction et convection. Isothermes.

Figure 9 — Distribution des vitesses.

Figure 10 — Module des vitesses.

Pour économiser le temps de calcul, celui-ci a été arrêté lorsque les résultats étaient stables autour du puits E1. Par suite, les courbes isothermes près de l'axe de l'atoll ne sont pas très régulières.

Les températures numériques calculées ont été reportées sur le graphique des températures mesurées dans le puits E1 (Fig. 11).

Compte tenu de l'homogénéité des couches du modèle et de la complexité réelle de l'atoll, le résultat est satisfaisant. Cependant un décalage apparaît à la partie basse du profil de température.

L'arrivée d'eau froide, a lieu dans deux zones préférentielles : la couche de calcaire très perméable et le bord du récif. La sortie d'eau réchauffée a lieu au fond du lagon d'une manière diffuse et sur le récif.

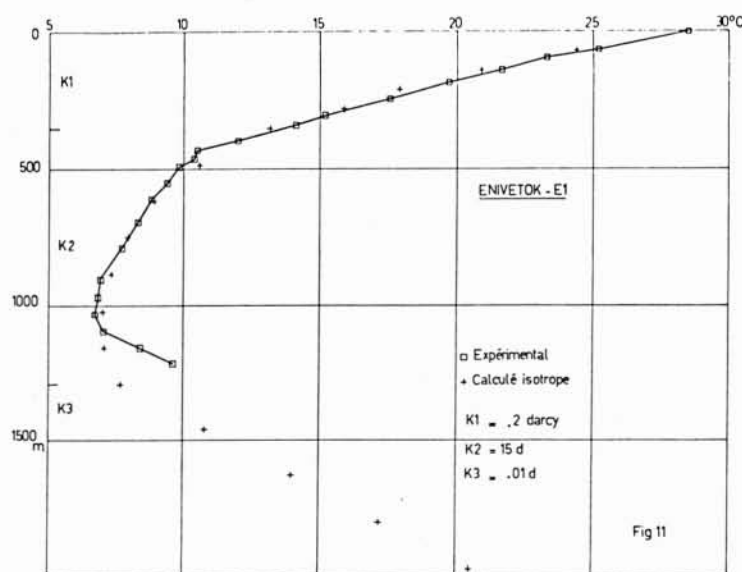


Figure 11. — Eniwetok E1  
Experimental — Calculé isotrope

**4.2. Zoom sur la zone du motu et du lagon**

Un calcul a été effectué à l'emplacement du motu Parry Island avec prise en compte du lagon, du motu et de l'océan. Ce calcul ne tient pas compte de la « lentille » d'eau douce dans les premières couches du motu. La présence du lagon ne modifie pas les résultats obtenus précédemment sur le motu et son voisinage.

Les résultats sont représentés sur les figures 12 à 14.

**4.3. Modèle à trois couches anisotropes**

Nous avons adopté un ratio moyen de 5 pour effectuer un calcul anisotrope. Des mesures de perméabilité sur carotte

calcaire d'atoll donnent des ratios allant jusqu'à 10.

$K_v$  perméabilité verticale;  
 $K_h$  perméabilité horizontale.

Le profil de température (Fig. 15) a été obtenu avec :

- $K_{1v} = 0,1$  Darcy
- $K_{1h} = 0,5$  Darcy
- $K_{2v} = 3$  Darcy
- $K_{2h} = 15$  Darcy
- $K_{3v} = K_{3h} = 10$  m Darcy

L'accord entre les résultats calculés et mesurés est excellent jusqu'à une profondeur de 1 100 mètres qui correspond à la zone d'inversion du gradient de température. Pour les couches plus profondes, on note un écart

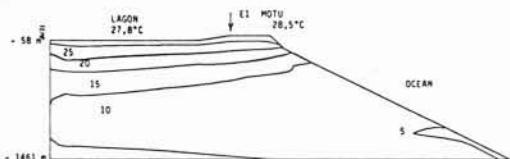


Figure 12. — Isothermes.

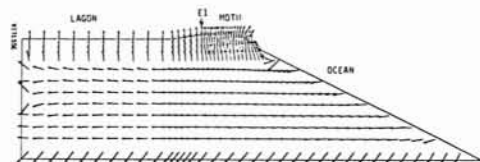


Figure 13. — Vitesses — Distribution.

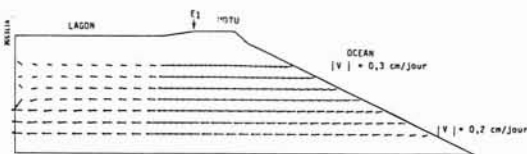


Figure 14. — Vitesses — Module.

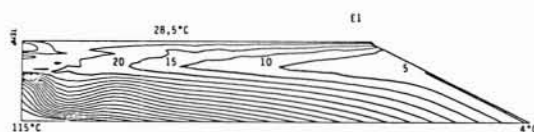


Figure 16. — Isothermes.

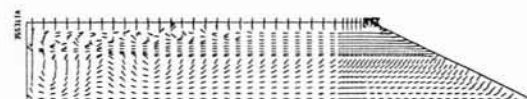


Figure 17. — Vitesses — Distribution.

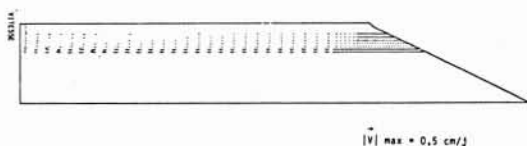


Figure 18. — Vitesses — Module.

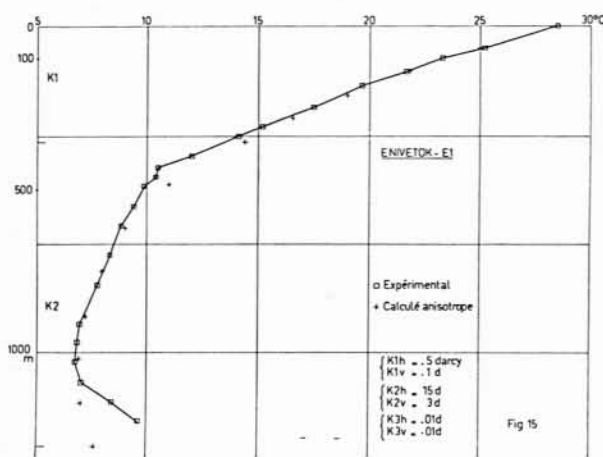


Figure 15. — Eniwetok E1  
 Experimental — Calculé anisotrope

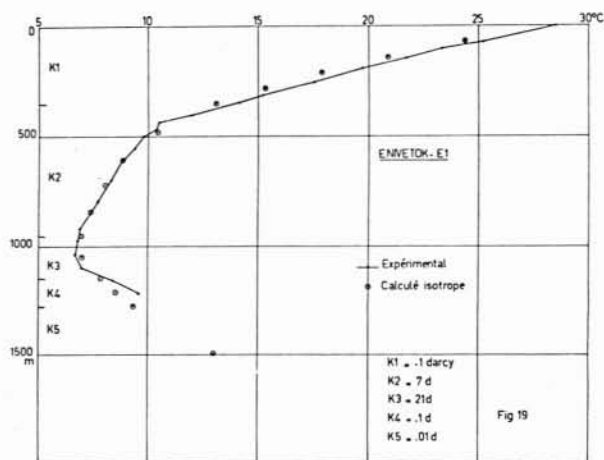


Figure 19. — Eniwetok E1  
 Experimental — Calculé isotrope.

de 2 à 3°. Cet écart est dû à une modélisation trop simplifiée des couches profondes.

#### 4.4. Modèle à 5 couches isotropes

Précédemment nous avons signalé, après analyse de la géologie et des caractéristiques de forage, l'existence probable de plusieurs couches de perméabilités différentes. Nous choisissons les 5 couches comme suit :

0-350 m  $K_1$   
 350-950 m  $K_2$   
 950-1 150 m  $K_3$   
 1 150-1 280 m  $K_4$   
 1 280-3 000 m  $K_5$

La conductivité thermique du calcaire est fixée à 0,6 cal.m.s.°C en accord avec la valeur probable mesurée (réf. 4).

Avec ce modèle à 5 couches et les valeurs des paramètres, les résultats obtenus après quelques essais pour ajuster le profil des températures sont :

$K_1 = 100$  m Darcy  
 $K_2 = 7$  Darcy  
 $K_3 = 21$  Darcy  
 $K_4 = 100$  m Darcy  
 $K_5 = 10$  m Darcy

Figure 16 — Conduction et convection. Isothermes.

Figure 17 — Distribution des vitesses.

Figure 18 — Module des vitesses.

L'ensemble des points mesurés et celui des points calculés présentent une bonne concordance (Fig. 19) avec un décalage maximum de 1°C à la partie basse. Compte tenu de l'absence de mesures dans le volcanisme, les résultats semblent acceptables.

Les résultats des mesures en laboratoire faites par U.S. Geological Survey. Denver. Colo., tableau 4, réf. 8, sont :

	Carotte	Profondeur (m)	Perméabilité (m Darcy)
Calcaire	E1 — 1	610-618	454
	E1 — 2	854-856	619
	E1 — 3	1 243-1 250	5,9
	E1 — 3	1 243-1 250	0,16
Basalte	E1 — 4	1 283-1 284	0,63
	E1 — 5	1 284-1 285	0,002
	E1 — 6	1 285-1 287	4,4

Par rapport aux valeurs calculées; il apparaît que les perméabilités mesurées en laboratoire représentent la perméabilité de la matrice des matériaux.

Ceci met en évidence les différents résultats que l'on peut obtenir selon l'effet d'échelle utilisé :

- en laboratoire, sur carotte, les pores et les microfissures sont mis en jeu, l'ordre de grandeur de l'échantillon est de 10 centimètres;
- dans les forages, l'effet des macrofissures est utilisé, l'ordre de grandeur du domaine mesuré est de 100 mètres;
- dans la modélisation, l'effet régional des macrofissures, des failles et éventuellement des réseaux karstiques dans la dolomie-calcaire est mis en jeu. L'ordre de grandeur du domaine est de 10 kilomètres (réf. 10, L. KIRALY).

Les valeurs obtenues pour la perméabilité peuvent varier de 4 ordres de grandeur. On trouve ici :

- pour la couche K4, un rapport voisin de 100;
- pour la couche K2, un rapport voisin de 20.

Il est probable que les couches K2, K3, et K4 sont assez karstifiées.

## 5. Transport des ions entre l'océan et le lagon

Les études de la diagénèse des calcaires cénozoïques sur l'atoll d'Eniwetok par A.H. SALLER (1984, réf. 11) ont donné des résultats intéressants, en particulier en ce qui concerne la diagénèse entraînée par la circulation de l'eau de mer en provenance de l'océan.

La figure 20 Enewetak Atoll donne la section transversale utilisée dans ces études de dolomitisation.

On peut extraire de ce document la figure 21 et les commentaires suivants :

La pétrographie, les analyses des isotopes stables, les analyses des isotopes du strontium, indiquent d'une manière cohérente que la dolomitisation s'est produite probablement dans les eaux de mer profondes entre le miocène moyen et les temps présents.

A des profondeurs au-delà de 900 mètres, le seul fluide qui pourrait s'être écoulé raisonnablement à travers ces couches stratifiées est l'eau de mer.

Si le profil de température pour le puits Enewetak E1 est extrapolé à 1 320 mètres, la température actuelle des

intervalles dolomitiques profonds dans les couches de l'Eocène supérieur (puits E1 et F1) serait entre 10 et 20°C (nota : voir figure 16 du modèle de transfert de chaleur). Dans l'eau de mer normale, ces températures sont compatibles avec les températures de formation de la dolomie (15°-20°C) comme cela a été déterminé précédemment par les équations de paléothermométrie des isotopes de l'oxygène. A partir de là, les isotopes de l'oxygène suggèrent la formation de la dolomite globalement sous les mêmes conditions de température et d'isotopes oxygène qui prévalent couramment dans les couches stratifiées dolomitiques profondes.

Au-dessous de 1 000 mètres, dans l'Océan Pacifique moderne, l'eau de mer est sous-saturée par rapport à la calcite mais super-saturée par rapport à la dolomite. Théoriquement, lorsque l'eau de mer au-dessous du niveau de saturation en calcite s'écoule à travers les calcaires profonds, la calcite devrait se dissoudre et la dolomite devrait se précipiter. La dissolution de la calcite et la

dolomitisation ont été observées entre 1 219 et 1 372 mètres de profondeur dans les puits F1 et à 1 250 mètres environ dans le puits E1.

Le passage des eaux sous-saturées à travers les couches stratifiées de l'Eocène supérieur est vérifié par la dissolution partielle de foraminifera rotaline calcifiée et d'algues coralline dans quelques couches partiellement dolomitisées.

Théoriquement, la dolomitisation exige une grande quantité de liquide s'écoulant à travers les nombreux volumes poreux de la roche pour fournir du magnésium et enlever le calcium.

Les résultats de la modélisation du transport de masse et de chaleur montrent cette possibilité.

A une profondeur de 1 000 mètres environ, l'eau de l'Océan Pacifique moderne devient sous-saturée par rapport à l'aragonite.

Entre 300 et 1 000 mètres, l'eau de l'Océan Pacifique moderne se trouve dans une zone de stabilité en calcite à

faible teneur en magnésium (L.M.C.) où l'aragonite devrait se dissoudre et la calcite se précipiter.

Dans le puits F1, entre 375 et 820 mètres, l'aragonite a été dissoute.

La calcite à haute teneur en magnésium (H.M.C.) a été transformée en L.M.C. et les ciments sont abondants.

La dissolution ramifiée et profonde de l'aragonite crée de nouveaux vides permettant à l'eau de mer de circuler plus profondément dans l'atoll.

Le modèle pour la diagénèse à Eniwetok (Fig. 21) rassemble les différents résultats obtenus et met en évidence les zones de dissolution 300-1 000 mètres et au-dessous de 1 000 mètres qui correspondent bien aux zones à forte perméabilité obtenues par le calcul :

- $K_2 = 7$  Darcy de 350 à 950 mètres
- $K_3 = 21$  Darcy de 950 à 1 150 mètres
- $K_4 = 100$  m Darcy de 1 150 à 1 280 mètres

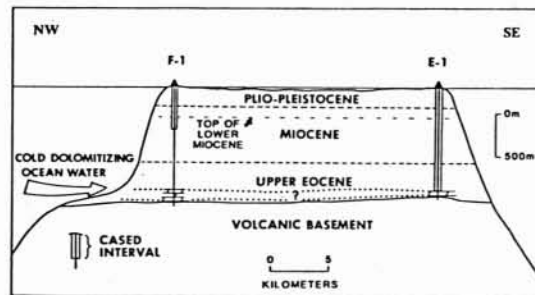


Figure 20. — Modèle pour la dolomitisation des couches carbonatées de l'Eocène supérieur de l'atoll d'Eniwetok par des eaux océaniques profondes sous saturées en calcite.

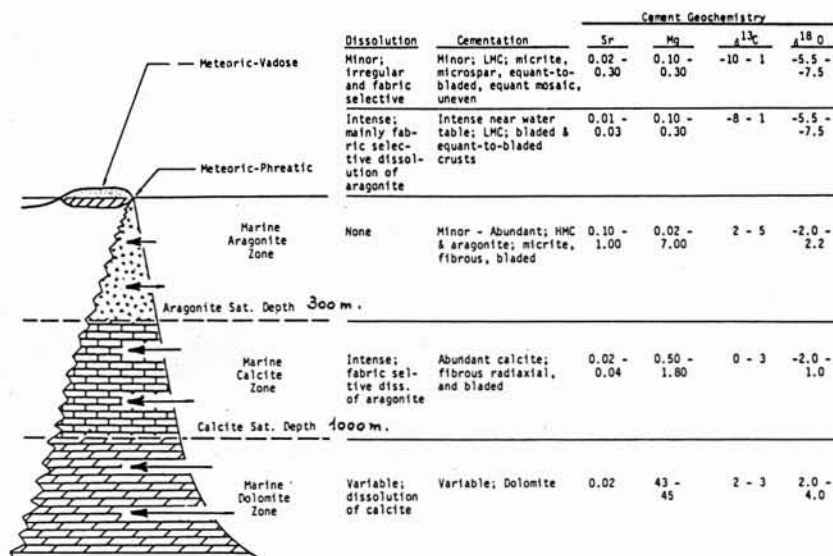


Figure 21. — Modèle pour la diagénèse d'Eniwetok (adapté).  
 Noter les différences isotopiques entre les ciments marins et météoriques. Noter aussi la zonation verticale de la diagénèse océanique.



## Conclusion

L'allure très particulière des courbes de température en fonction de la profondeur déjà rencontrée sur certains atolls de Polynésie se retrouve à Eniwetok.

Le modèle de calcul développé qui tient compte du phénomène de diffusion-convection thermique dans les matériaux poreux, permet une restitution correcte des températures mesurées.

La température dans l'océan et la pression correspondante gouvernent la température dans le milieu calcaire corallien par mouvement convectif de l'eau de mer.

Le modèle à 5 couches isotropes a permis de mettre en évidence sous le motu Parry Island deux zones à forte perméabilité : 7 Darcy de -350 à -950 mètres et 21 Darcy de -950 à -1 150 mètres. Ces valeurs représentent toutefois une moyenne sur l'épaisseur de la couche considérée et probablement la valeur de la perméabilité provenant des différents cheminements fissurés. Dans les blocs entre ces fissures, la perméabilité de matrice est environ 10 à 100 fois plus petite.

La mesure des températures dans un forage sur atoll

permet de trouver par un calcul indirect après plusieurs essais, la valeur des perméabilités des différentes couches de terrain. Il s'agit, en fait, de la résolution d'un problème inverse température-perméabilité dans un réservoir souterrain.

Cependant, cette approche est assez déterministe et n'est pas applicable en toute rigueur aux milieux aquifères fissurés. Une approche stochastique pourra s'avérer plus voisine de la réalité (réf. 12).

Les études de la diagénèse des calcaires cénozoïques sur l'atoll d'Eniwetok aboutissent à des conclusions très intéressantes sur le transport de l'ion  $Mg^{++}$  entre l'océan et l'intérieur de l'atoll dans les couches carbonatées. Elles confirment l'existence d'échange entre l'océan et le lagon à travers des zones reconnues à perméabilité élevée. Les modèles de calcul et de diagénèse offrent ainsi une bonne complémentarité et une bonne concordance.

Nous espérons que des résultats complémentaires ultérieurs confirmeront ce point de vue.

## Références

- [1] LADD H.S., INGERSON E., TOWNSEND R.C., MARTIN RUSSEL, STEPHENSON H.K. — Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, October 1953, vol. 37, number 10.
- [2] *Geology of Bikini and Nearby atolls*. Part. 1 Géology EMERY K.O., TRACEY Jr. J.I., and LADD H.S. Geological Survey professional paper 260 A, 1954.
- [3] SWARTZ J.H. — *Geothermal measurements. Eniwetok and Bikini atolls*. Geological survey professional paper 260 U, 1958.
- [4] BIRCH F. — Heat flow at Eniwetok atoll. *Bulletin of the geological Society of America*. Vol. 67, pp. 941, 942, July 1956.
- [5] CHENG P., LAU K.H. — Steady State Free Convection in an unconfined geothermal reservoir, *Journal of geophysical research*, vol. 79 n° 29, October 10, 1974.
- [6] CHENG P., LAU K.H., YEUNG K.C. — Numerical Solutions of steady free convection in island geothermal reservoirs in future energy production systems. *Heat and Mass Transfer Process*, vol. II, 1976, Academic Press.
- [7] TREIMANY C., BONNET M. — *Convection naturelle en milieu poreux. Résolution numérique*. Note C.E.A., N 2256, octobre 1981.
- [8] SWARTZ J.H. — *Some physical Constants for the Marshall Islands Area*, Geological Survey Professional paper — 260 — A.A. 1962.
- [9] A new high pressure equation of state for seawater. — MILLERO F.J., CHEN C.T., GRADSHAW A., SCHLEICHER K., *Deep Sea Research*, vol 27A, pp. 255-264, Pergamon Press Ltd, 1980.  
— UNESCO PANEL  
— International one atmosphere equation of state of seawater MILLERO Frank J. — POISSON Alain, *Deep Sea Research*, vol 28A, N° 6, pp. 625-629, 1981.  
— *Chemical Oceanography*, 2nd Edition, vol. 1 RILEY J.P. — SKIRROW G. Academic Press London 1975.
- [10] KIRALY L. — Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchâtel (Suisse).  
Hydrogeology of karstic terrains, *International Association of Hydrogeologists*, 1975, Paris.
- [11] SALLER Arthur Henry. — *Diagenesis of cenozoic Limestones on Enewetak Atoll*. Applied Carbonate Research program. Technical Series. Contribution n° 20 — 1984. Modified from Ph. D. Dissertation submitted to the graduate Faculty of the Louisiana State University and Agricultural and Mechanical College.
- [12] 9<sup>e</sup> Colloque international de diagraphies. — Paris, 24-26 octobre 1984, S.A.I.D. — S.P.W.L.A. Ecoulements souterrains dans un système géothermique à l'état naturel — Approche du cas de l'atoll d'Eniwetok. SAMADEN G., DALLOT P., ROCHE R. (CEA).