

225
3/29

Franco TONANI

Jean DEMIANS d'ARCHIMBAUD

GL03532

La vapeur née de la terre

En divers points du globe, de la vapeur surgit de terre et parfois - c'est le cas à Larderello, en Italie - on l'utilise pour produire de l'énergie. D'où vient-elle ? Des études récentes, qui font appel à la géologie et à la thermodynamique, permettent de préciser son origine.

Si, à la Renaissance, les Florentins viennent soigner leurs affections de la peau dans la région de Castelluccio Val di Cecina; au 19^e siècle, le gentilhomme d'origine française, François de Larderel, crée dans cette région une entreprise de production et de concentration d'acide borique; pour cette exploitation, la vapeur dégagée du sol sous pression fournit déjà l'énergie. Pourquoi ne pas envisager systématiquement de la transformer en « motrice » ? Sous l'inspiration du prince Piero Ginori Conti, la vapeur est une première fois turbinée à petite

échelle en 1904. L'idée, depuis lors, a suivi son cours : de proche en proche, le champ de Larderello (du nom du précurseur) a fait l'objet d'une exploitation systématique qui lui permet aujourd'hui d'offrir une puissance installée de 400 mégawatts et de produire annuellement jusqu'à 3 milliards de kilowatts-heure. C'est la première entreprise mondiale de géothermie industrielle.

Forages, canalisations, turbo-alternateurs, la technique que met en œuvre une telle installation est d'une assez grande complexité. Elle s'apparente,

en tout cas, à la fois avec l'extraction pétrolière et avec la production thermique d'électricité. Schématiquement, les forages qui débitent de la vapeur (souvent saturée) à des températures de l'ordre de 200 °C et sous des pressions d'une dizaine d'atmosphères se substituent à la chaudière absente.

Le plus remarquable est qu'aucun combustible n'est mis en jeu, ce qui influe nécessairement d'une manière favorable sur l'économie de l'entreprise. Ainsi, en dépit des rendements thermodynamiques médiocres inhérents aux faibles caractéristiques de la vapeur géothermique, l'expérience démontre que l'investissement — assez lourd — en forages est amorti en peu d'années. On peut se demander, en revanche, si la source d'énergie est durable : là aussi, la réponse est affirmative.

Ne dissimulons pas que la réussite industrielle de Larderello n'est intervenue qu'au bout d'une longue période de tâtonnements. L'empirisme en cette matière s'explique d'autant mieux que les phénomènes géologiques et géophysiques dont il est tiré parti sont longtemps demeurés énigmatiques. Il n'en est plus de même à présent où leur approche scientifique a été menée conjointement par des spécialistes italiens

Franco Tonani est professeur de géochimie et thermodynamique à l'Université de Palerme (Italie). Il a fait, avec le docteur Facca, des études théoriques sur le mécanisme de transmission de chaleur dans les gisements géothermiques; il a également effectué des travaux sur la géochimie des eaux à Larderello (Italie), aux Geysers (Californie), plus récemment en Algérie et dans les Antilles françaises. Ses travaux de volcanologie sur l'Etna et d'autres volcans d'Italie l'ont amené à travailler avec Haroun Tazieff; il se consacre en particulier à l'analyse des eaux et des gaz émis dans les zones de fumerolles.

Jean Demians d'Archimbaud est ancien élève de l'École Polytechnique et ingénieur de l'École Nationale Supérieure du Pétrole. Après plusieurs années passées à la SN. REPAL (Algérie), puis à l'Institut Français du Pétrole, il fait partie depuis 1959 d'EURAFREP, société de prospection et d'exploitation de pétrole où il est actuellement chargé de l'exploration. A ce titre, il a participé à la recherche pétrolière au Sahara puis, depuis 1964, au développement de la prospection d'énergie géothermique entreprise par cette Société, notamment en Algérie septentrionale, Antilles françaises, Martinique et Guadeloupe.

UNIVERSITY OF UTAH
RESEARCH INSTITUTE
EARTH SCIENCE LAB.

Février 1971

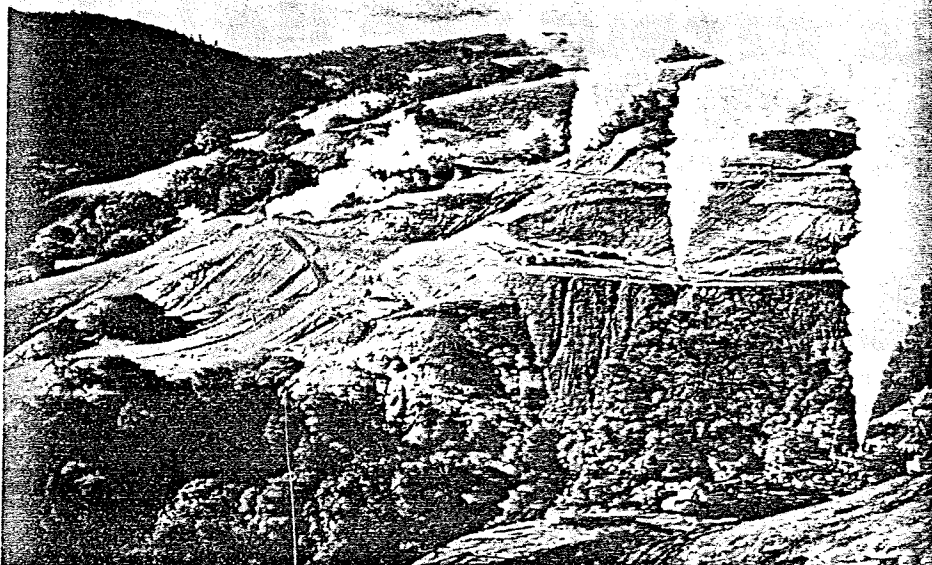
SCIENCE PROGRESSE
DÉCOUVERIE 27

et par des ingénieurs de diverses nationalités, entrés à leur tour sur la voie de la prospection et de l'exploitation géothermiques. C'est que le champ de Larderello n'est pas unique. D'autres possibilités d'exploiter l'énergie géothermique se font jour çà et là. Citons le champ de Wairakei en Nouvelle-Zélande (environ 200 MW installés), le champ de The Geysers en Californie (400 MW), celui de la Guadeloupe mis en valeur par la Société française Eurafrep, ainsi que divers gisements étudiés au Mexique, en Islande, en Union Soviétique (Kamtchatka), au Japon, au Salvador et en Turquie.

Tout en permettant d'accumuler une intéressante expérience, les différents travaux en cours ont prouvé que chacun d'entre eux ne pouvait entièrement servir de guide aux suivants. Les conditions qui ont présidé à la naissance des champs géothermiques sont souvent très dissemblables. Il est donc difficile de dégager les lois qui régissent cette source naturelle d'énergie. C'est seulement à partir de la Conférence de Rome sur les nouvelles sources d'énergie, tenue en 1961 sous les auspices de l'ONU, que les connaissances dans ce secteur ont largement progressé.

Les études théoriques ont déjà fait ressortir un point important : la durée de production d'un champ géothermique est pratiquement illimitée à l'échelle humaine, à condition toutefois que le débit soit réglé selon des normes précises, évitant ainsi tout tarissement par excès de soutirage.

Cette condition étant respectée, il est aujourd'hui admis que l'énergie géothermique, tout en ne satisfaisant que pour une faible partie les besoins des nations en général, est d'un grand intérêt pour certains pays en voie de développement. Elle n'exige en effet que des investissements limités et ses prix de revient sont généralement très bas.



Le rôle de la chaleur terrestre

Les champs géothermiques doivent d'exister à la chaleur terrestre : un phénomène qui n'est connu que par ces manifestations locales, souvent paroxystiques, que constituent les activités volcaniques. Les champs géothermiques appartiennent aussi à cette même catégorie d'activités, mais sous une forme différente.

La notion essentielle est que ni les volcans ni les activités « paravolcaniques » ne peuvent être classés à part dans la physique du globe. C'est ce dont se rendent compte les exploitants miniers et tous ceux qui, pour une raison ou pour une autre, s'enfoncent à travers l'écorce terrestre. En s'éloignant de la surface ils constatent une nette élévation de la température. La progression est linéaire et l'on a pu la chiffrer en degrés par unité d'épaisseur des roches traversées, dégageant ainsi ce qu'on a appelé le *gradient géothermique*.

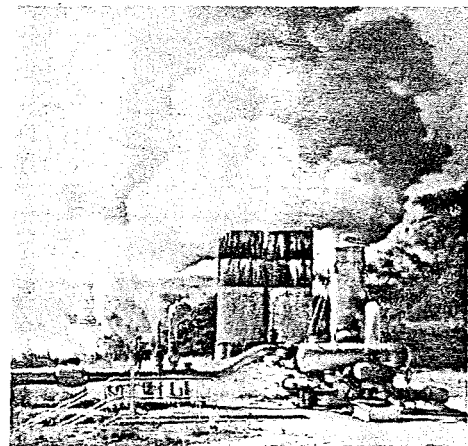
Ce gradient n'est pas une valeur absolue, car tous les matériaux de l'écorce n'ont pas la même conductivité thermique. On peut cependant définir

une moyenne selon laquelle, pour une différence d'un degré et à travers une épaisseur d'un centimètre, chaque centimètre carré de roche transmet trois millièmes de calorie par seconde. Sur cette donnée, on peut calculer que le débit de chaleur à travers l'écorce terrestre est égal à $1,5 \times 10^{-6}$ calorie par centimètre carré et par seconde.

A cette échelle, la valeur du gradient géothermique pourrait paraître faible. On sait cependant qu'en l'appliquant à de plus grandes épaisseurs, on trouve une augmentation d'un degré tous les 30 m de profondeur, si bien qu'à 30 km de la surface, la température atteint 1 000 °C. Allant jusqu'à 100 km, on doit trouver une valeur au moins triple, c'est-à-dire de l'ordre de 3 000 °C. Extrapolation qui paraît à peu près correcte, si l'on sait que les laves volcaniques viennent au jour avec des températures de 1 000 à 1 500 °C. Se livrant à des calculs très approximatifs, on peut bien supposer que ces laves étaient encore plus chaudes lorsqu'elles s'engageaient dans la « cheminée » du volcan. Attribuons-leur une température de



A Wairakei, dans la province d'Auckland, en Nouvelle-Zélande, un puits générateur de vapeur muni d'un pot d'échappement et d'un même dispositif doublé d'un séparateur de vapeur (ci-dessous).



départ oscillant entre 1 500 et 2 000 °C, température qui est, en tout cas, sensiblement supérieure au point de fusion des silicates, matériaux largement majoritaires dans l'écorce terrestre.

Ainsi se dessine la notion désormais familière du *magma*, liquide plus ou moins visqueux où dominent les silicates fondus en partie cristallisés.

Cela dit, le gradient géothermique ne paraît pas se prolonger très loin au delà de l'interface écorce/magma. L'hypothèse actuelle est que la température du manteau (niveau supérieur du magma) ne dépasse pas 2 500 °C.

Reste à déterminer quelle est la source d'énergie qui entretient cette chaleur. Sans doute s'agit-il de la désintégration d'une multitude de noyaux instables, appartenant à diverses familles radioactives : celles par exemple de l'uranium, du thorium et du potassium. Les périodes ou « demi-vies » de chacun des radioéléments sont très variées mais on peut estimer, en gros, que le processus global est susceptible de se prolonger, sans modifications notables, pendant des milliards d'années.

Quoi qu'il en soit et dans les conditions actuelles, cette énergie radioactive

est largement suffisante pour entretenir le gradient géothermique. Le volcanologue russe Polak pense même que seule la moitié de cette énergie se dépense sous

une forme qui conduit à l'existence du gradient thermique, l'autre moitié se consommant dans différents *phénomènes magmatiques*.

Les phénomènes hydrothermaux

Bien que « banalisé » en quelque sorte sous les continents, le gradient géothermique de 1 °C pour 30 m d'enfoncement est loin de constituer une constante. Compte tenu de l'existence d'étroites zones volcaniques où le magma incandescent parvient jusqu'à la surface, il est permis de supposer qu'il est des régions où le gradient est considérablement « comprimé », une hypothèse qui expliquerait que les manifestations calorifiques de la géothermie deviendraient dans ce cas très apparentes alors qu'elles sont imperceptibles en tous autres lieux. On sait, par exemple, qu'un cratère couvrant une surface d'un kilomètre carré serait susceptible de dégager en quelques mois plusieurs kilomètres cubes de magma en fusion, un dégagement qui « vaut » quelque 10^{10} calories. C'est là une quantité que l'on peut à peine comparer

avec le débit moyen de la chaleur terrestre; il faudrait multiplier celui-ci par plusieurs centaines de millions pour lui conférer un tel ordre de grandeur.

En fait, les violentes manifestations volcaniques sont des paroxysmes locaux d'assez courte durée. Il est préférable de faire porter l'étude sur une vaste région où le volcanisme est, pour ainsi dire, diffus. C'est ce qu'a fait Polak dans la presqu'île du Kamtchatka et ses calculs font ressortir, pour cette région, un débit cinq à six fois plus élevé que la moyenne de 1,5 microcalorie/cm²/s. Une bonne partie de cette énergie quintuplée ou sextuplée parvient à la surface sous forme de phénomènes hydrothermaux (circulations d'eaux chaudes, émissions de vapeur). Par contraste avec les paroxysmes volcaniques, ces phénomènes peuvent se poursuivre pendant des millénaires.

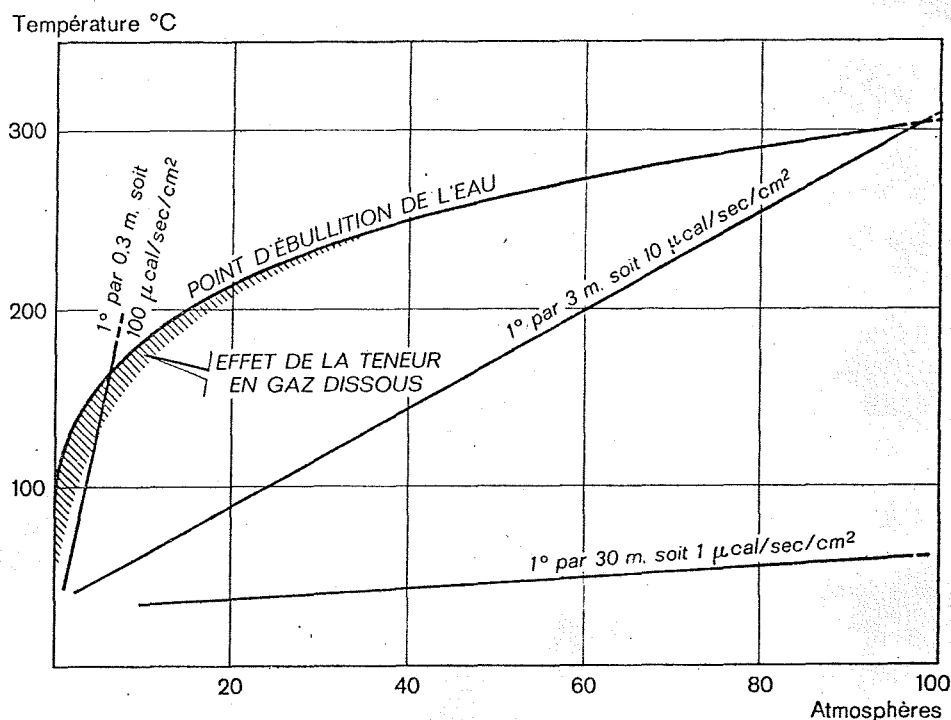


Fig. 1. — Dans ce graphique, les lignes droites expriment l'élévation de température qui résulterait d'une source de chaleur de plus en plus forte (ou rapprochée) déterminant, sur un kilomètre de profondeur, des valeurs progressivement plus grandes du gradient géothermique. La valeur minimale est celle du gradient banal (1° par 30 m, correspondant à un flux de 1 µ cal/s/cm²). La valeur maximale est 1° par 0,3 m soit 100 µ cal/s/cm². La conductivité thermique du milieu est supposée uniforme. Par ailleurs, l'élévation de la pression fait croître le point d'ébullition de l'eau. Deux remarques : les eaux souterraines peuvent transporter de grandes quantités de chaleur sous des gradients géothermiques relativement modestes (comme par exemple 1 °C pour 3 m) ; une intrusion magmatique encore très écartée de la surface peut cependant lui transmettre de grandes quantités d'énergie si un système hydrothermal adéquat a pu s'établir.

Certes, le débit de chaleur par émissions hydrothermales est loin d'être uniformément distribué d'un bout à l'autre de la presqu'île, mais des débits particulièrement élevés sont observés, par exemple, dans la région du volcan Bezymianni. Au total, compte tenu de leur durée, les phénomènes hydrothermaux sont d'une envergure comparable à celle des phénomènes paroxystiques.

C'est à une conclusion analogue que conduit l'étude du champ de Larderello. Les centrales implantées sur ce site produisent, on l'a vu, environ trois milliards de kilowatts-heure électriques par an. Mais le rendement thermodynamique est indéniablement mauvais et l'on peut évaluer le débit de chaleur utilisé à un chiffre dix fois supérieur. Comme, d'autre part, nous sommes loin de pouvoir exploiter, sur le site, toute la chaleur terrestre disponible, il est raisonnable de chiffrer finalement celle-ci à 10^{11} kWh par an (en termes énergétiques). Cela correspond à un débit de quelque 3×10^3 kWh/s dont l'équivalent calorifique est voisin de 3×10^9 cal/s. Sachant, d'autre part, que les forages

sont répartis sur une surface d'environ 200 km^2 (soit $2 \cdot 10^{12} \text{ cm}^2$), on peut facilement calculer la densité du débit de chaleur :

$$\frac{3 \times 10^9 \text{ cal/s}}{2 \times 10^{12} \text{ cm}^2} = 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ cal/s/cm}^2.$$

Ainsi le flux de chaleur terrestre à Larderello est mille fois supérieur à ce qu'il est dans la moyenne des régions du globe.

Des valeurs analogues ont pu être calculées pour les Champs Phlégréens voisins de Naples, autre siège de phénomènes hydrothermaux. En établissant une moyenne pour toute la partie occidentale du pays, dans un périmètre limité par Florence au nord et les environs de Naples au sud (soit $50\,000 \text{ km}^2$), on trouve d'ailleurs que le débit moyen actuel de chaleur y est déjà quelque cinq fois plus élevé que pour le reste du globe, même si on néglige tout autre manifestation de chaleur terrestre.

Tels sont les faits dont il faut rechercher les causes. Ainsi qu'on peut le penser — et cela a été confirmé par des études géologiques de G. Marinelli —

les systèmes hydrothermaux surmontent des couches où se sont produites des intrusions du magma. Ces intrusions doivent être définies selon différents paramètres, tels que leur étendue et l'épaisseur des terrains qui les sépare de la surface. Voici vingt ans, J. Goguel, alors ingénieur en chef des Mines, avait déjà établi un calcul en se fondant sur des paramètres hypothétiques. L'ordre de grandeur qui ressortait de ces calculs, en termes d'énergie, était, pour le site de Larderello, 10^{21} calories, ce qui offrait la perspective de milliers d'années de débit possible à un taux de 10^{17} cal/an.

Mais cela ne renseigne pas sur le paramètre de la profondeur. En faisant un rapprochement entre les sites hydrothermaux et les régions spécifiquement volcaniques, on est tenté de croire que les sources magmatiques de chaleur sont très voisines de la surface. Cela pourrait même être confirmé en première analyse par un calcul élémentaire : si le débit de chaleur banalisé sous les continents détermine un gradient géothermique de 1 °C tous les 30 m, un débit mille fois plus élevé devrait faire apparaître un gradient de 1 °C tous les 3 centimètres. Au lieu de rencontrer le magma à 1 000 °C à une profondeur de 30 km, on pourrait s'attendre à le découvrir au bout de 30 mètres !

Mais les faits n'appuient pas un tel raisonnement : les forages expérimentaux n'ont rien révélé de semblable. L'un d'eux, à Larderello, n'a permis d'enregistrer, à 3 000 m de profondeur, que des réchauffements modérés. Sur le site américain de The Geysers, on a foré jusqu'à 2 000 m sans constater la moindre dénaturation thermique des roches. En fait, on voit d'abord le thermomètre monter rapidement jusqu'aux environs de 300 °C ; puis une fois atteinte une « poche de vapeur », la température n'augmente pas sensiblement.

Il faut donc renoncer à l'hypothèse d'un gradient thermique comprimé et on a toutes les raisons de se rallier à la théorie des courants de convection formulée par Goguel dès 1953.

Des chaudières souterraines

Cette théorie est entièrement fondée sur la présence de nappes d'eau souterraines occupant normalement un niveau de roches perméables. Elle implique également que dans les masses rocheuses

surmontent
produites des
intrusions
différents
étendue et
les séparé
J. Goguel
fines, avait
fondant sur
L'ordre
ces calculs
pour le site
ces, ce qui
d'années
de 10^{17} cal/an
pas sur le
En faisant
sites hydro
éciaquement
croire que
chaleur sont
Cela pour
la première
taire : si les
les conti
nt géother
n, un débit
aire appa
C tous les
rencontrer
profondeur
prendre à le
es !
pas un tel
expérimen
semblable
n'a permis
profondeur
dérés. Sur
sers, on a
constater
émique des
d'abord le
ment jus
puis une
vapeur»,
pas sensi
hypothèse
imprimé et
rallier à
convection
3.

voisines, l'eau puisse circuler à travers des voies qui jouent le rôle de canalisations. Dès lors — et si le débit de chaleur terrestre est cinq à six fois plus élevé que la moyenne (soit un gradient de 1°C par 6 m) — des courants de convection thermique peuvent se créer, comme il en existe dans les chaudières ou dans les circuits de chauffage domestique à thermosyphon.

Mais cette vue est schématique et pour mieux comprendre le phénomène hydrothermal il faut préciser différents points. Supposons par exemple que l'eau circule librement à travers des couches très perméables. Alors l'élévation de température a toutes les chances d'être faible. Si, au contraire, dans une zone à fort débit de chaleur, la circulation de l'eau est bloquée par des matériaux peu perméables, le ralentissement de la convection se traduit par l'impossibilité d'évacuer la même quantité de chaleur. La température de la nappe d'eau augmente : une fois le point d'ébullition atteint, c'est désormais un circuit de vapeur qui s'établit. A l'état gazeux l'eau peut, grâce à sa plus grande légèreté et sa fluidité, suivre vers le haut des voies d'évacuation plus étroites.

Mais un autre facteur intervient : la pression. Celle-ci augmente de 1 atmosphère tous les cent mètres. Elle s'exerce sur les eaux souterraines qui tendent donc à envahir toute région du sous-sol offrant un espace soumis à une pression moindre. On sait, par ailleurs, que le point d'ébullition de l'eau augmente avec la pression : ainsi aucun dégagement de vapeur ne se produira à 200 m de profondeur, si moins que l'eau ne soit chauffée à un peu plus de 200°C . Plus bas encore, à 1000 mètres de profondeur, il faut qu'une température de 300°C soit dépassée pour que l'eau puisse bouillir. Mettant en regard plusieurs cas de gradients géothermiques, on peut (fig. 1)

montrer que ce n'est pas nécessairement le plus fort qui contribuera à transmettre le maximum de chaleur jusqu'à la surface. Un gradient modéré (1°C pour 3 m) est suffisant si le système hydrothermal se présente de manière optimale.

C'est à cette conclusion que conduit (fig. 2) l'étude des données géologiques superficielles recueillies à Larderello. Des données analogues pourraient être fournies à The Geysers et Wairakei. Dans cette analyse, les paramètres essentiels, à savoir la température et la profondeur de l'intrusion magmatique, restent approximatifs. Ils ont été évalués respectivement à $700 - 1000^{\circ}\text{C}$ et à 4-8 km. Sachant que le magma se trouve en général à 20-30 km de la surface, on comprend que le débit de chaleur, assuré par la simple conductivité des roches, aurait pu, tout au plus, être multiplié par huit. C'est seulement grâce aux circulations hydrothermales que la transmission de chaleur a pu avoir lieu.

Tout n'est pas encore élucidé à ce sujet, notamment le rôle joué par les propriétés physiques et chimiques de l'eau. On soupçonne, par exemple, que des phénomènes particuliers peuvent intervenir vers 3 km de profondeur à cause des propriétés très spéciales de l'eau à proximité de son point critique.

On possède davantage de précisions quant aux situations géologiques propices à l'établissement de systèmes de circulation thermique. Marinelli a publié à ce sujet toute une série de travaux portant sur l'environnement de Larderello : il pense y avoir détecté des situations géologiques anciennes analogues à celles du site lui-même. En attendant que la théorie des systèmes hydrothermaux se soit affirmée, les premières hypothèses tendent à assimiler ces systèmes à ceux qui, par le passé, ont donné naissance à certains gîtes métallifères.

Un peu de thermodynamique

A l'étude des phénomènes naturels qui expliquent l'existence des gisements géothermiques doit se juxtaposer l'analyse de certaines caractéristiques physiques et géologiques car elles définissent certaines des conditions dans lesquelles on peut exploiter ces gisements.

L'objectif d'une centrale géothermique est évidemment de transformer en énergie mécanique puis électrique l'énergie existant dans la vapeur chaude

sous pression. Telle est la fonction de la turbine (coiffée de l'alternateur), machine qui — on le sait — a des exigences assez strictes. L'une d'elles est de recevoir de la vapeur aussi sèche et chimiquement pure que possible. Cela avait conduit, dans les débuts de Larderello, à procéder par échange de chaleur, le fluide issu du puits étant appelé à réchauffer un circuit approvisionné en eau pure. Ce procédé,

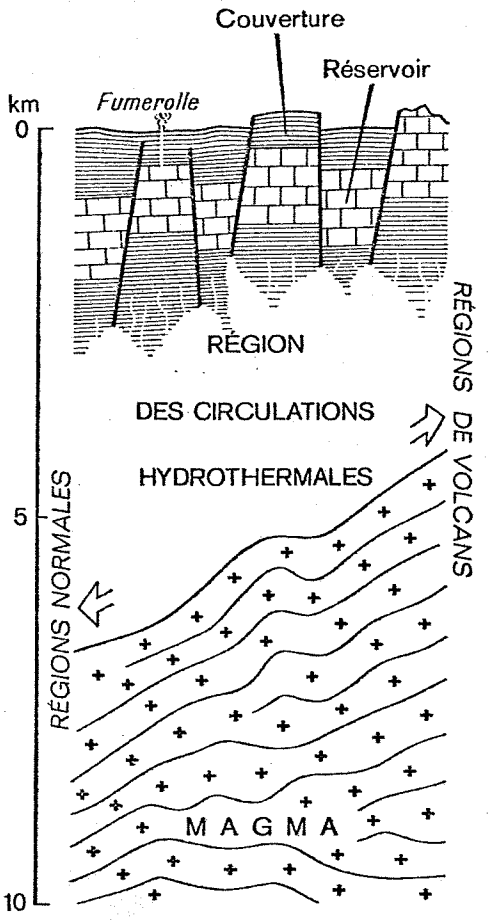
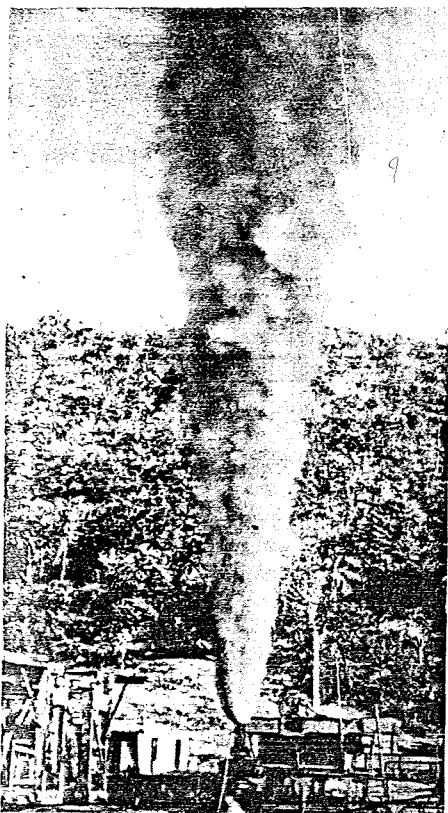


Fig. 2. — Ce schéma exprime la configuration géologique générale qui est supposée favorable à la naissance d'un système hydrothermal. On constate que le magma est plus proche de la surface que dans les régions normales, plus éloigné que dans les régions volcaniques. Dans la tranche de terrain allant jusqu'à 1 km - 1,5 km de la surface se situent les réservoirs de vapeur et les couvertures imperméables qui piègent cette vapeur.

actuellement abandonné, pourrait reprendre de l'actualité dans des centrales où des fluides à bas point d'ébullition, fréon ou isobutane, seraient utilisés à la place de l'eau pure, ce qui permettrait d'utiliser des eaux « primaires » moins chaudes que celles actuellement requises.

En attendant, l'injection directe de la vapeur souterraine dans les turbines est couramment pratiquée sous une pression de 4 à 5 atmosphères, le fluide à 150° ou 200° se trouvant alors légèrement surchauffé. Les puits des Geysers en Californie et les meilleurs puits des champs de Nouvelle-Zélande et du Mexique ne produisent que de la vapeur. Il n'en est pas toujours ainsi, la vapeur étant souvent saturée ou accompagnée de l'eau plus ou moins chargée en sels provenant des couches productrices.

A la Guadeloupe et à la Martinique



Lors du premier essai de débit, le puits Bouillante n° 2 rejette la boue utilisée pour son forage.

Depuis près de vingt ans s'est fait jour l'idée d'une exploration de l'arc volcanique des Petites Antilles en vue d'y découvrir des ressources d'énergie géothermique suffisantes pour produire de l'électricité. En 1951, un projet est conçu par un expert islandais, G. Bodvarsson, pour l'exploitation des sources chaudes sulfureuses de l'île de Sainte-Lucie, située au sud de la Martinique, mais ce projet ne débouche finalement sur aucune réalisation.

A la conférence des Nations-Unies sur les sources nouvelles d'énergie, tenue à Rome en 1961, J. Goguel, alors directeur de la Carte géologique de France, relance l'intérêt pour cette zone géographique et en particulier pour la Guadeloupe.

Des travaux préliminaires sont entrepris en 1963 sur le site de Bouillante où des sources chaudes émergent, en bordure de la Mer Caraïbe, au pied de la chaîne montagneuse qui culmine au volcan de la Soufrière. Le Bureau de Recherches Géologiques et Minières effectue alors, sous l'égide de la Société de Production d'Electricité de la Guadeloupe (SPDEG), des levés géologiques et des mesures de gradients de température dans des sondages de quelques dizaines de mètres de profondeur.

Ce n'est qu'après 1967 qu'une suite est donnée au projet dans le cadre d'un accord d'association conclu entre la Société Eurafrep et SPDEG. L'exploration ne prend toute son ampleur qu'à la suite du vote par l'Assemblée nationale, en décembre 1968, d'un projet de loi pour les départements d'outre-mer classant la vapeur d'eau d'origine souterraine parmi les substances concessibles à des fins principalement énergétiques.

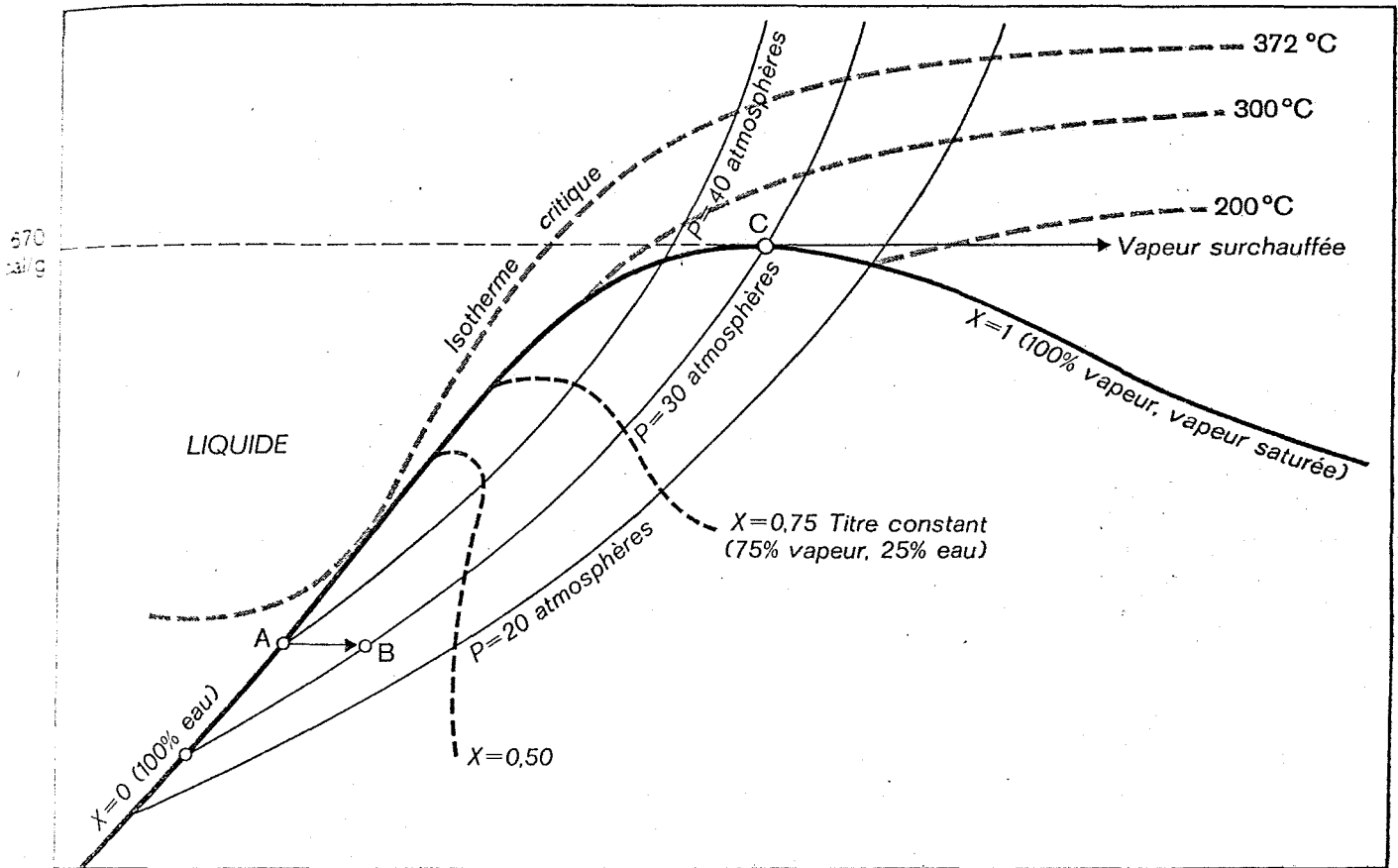
Levés géologiques, études géochimiques systématiques des eaux froides et chaudes de l'île, mesures géophysiques, confirment, entre autres, l'intérêt du site de Bouillante.

Une campagne de forages profonds y débute alors dans les premiers mois de 1969. Un premier puits est foré jusqu'à 800 m à travers des tufs volcaniques et d'anciennes coulées de laves; des températures de 200 à 220 °C y sont relevées, mais le débit de vapeur obtenu est intermittent comme celui d'un geyser. En revanche, le deuxième puits révèle, au début de 1970, la présence d'un réservoir pouvant assurer un débit de vapeur d'intérêt industriel. Un puits supplémentaire, en bordure même de la mer, vient enfin confirmer l'intérêt de la découverte.

Les horizons productifs se situent à une profondeur de 300 à 450 m. Les roches perméables contiennent une nappe d'eau chaude à 240 °C isolée de la surface par des couches compactes. Les premiers essais réalisés montrent des débits possibles de 40 tonnes de vapeur par heure et par puits. Si ces mesures sont confirmées au cours d'une période de débit qui va durer plusieurs mois, une centrale électrique de 4 000 kilowatts sera mise en place, le développement du gisement se faisant ensuite progressivement par forage de nouveaux puits.

D'autres recherches entreprises en Martinique par Eurafrep, en association avec la Société de Production d'Electricité de la Martinique sur le site du Lamentin, ont fourni des résultats moins concluants qui excluent pour le moment la poursuite de l'exploration.

Enthalpie



Entropie

Fig. 3. — Le diagramme de Mollier a été établi par les thermodynamiciens afin de mettre en regard l'enthalpie qui est portée en ordonnées et l'entropie (abscisses) qui, dans le cas présent, s'accroît en fonction de la vaporisation et de l'évolution du fluide vers l'état surchauffé. On notera que cette évolution est subordonnée à deux paramètres : la pression (courbes en traits pleins) et la température (courbes en traits interrompus). Les titres X expriment les pourcentages de la vapeur par rapport au poids total du fluide mixte (vapeur humide). Le réservoir théorique considéré ne contient jusqu'au point A que de l'eau pressurisée. De A à B, l'ébullition se produit. A partir de B, la lecture se fait en suivant la courbe $P = 30$ atm. En C, cette courbe recoupe la courbe des titres 100 pour cent vapeur qui se trouve, en ce point, à son maximum. C'est alors qu'apparaît la valeur 670 cal/g de l'enthalpie.

La séparation est alors artificiellement intervenue à la sortie du puits, de telle sorte que seule la vapeur surchauffée soit finalement envoyée dans les turbines. Or, et c'est sur ce point que l'exploitation géothermique se présente de manière surprenante — cette opération peut avoir lieu naturellement dans le système hydrothermal lui-même.

On a longtemps cru que la vapeur exploitable dérivait d'une vapeur soustraite à très haute température, directement dégagée d'un magma à environ 700°C. Cette vapeur magmatique se serait refroidie par détente adiabatique en travaillant contre la pression environnante avant de parvenir à la surface à travers des fractures puis des forages.

Mais les récentes recherches géochimiques ont prouvé que la quasi-totalité de la vapeur émise dans les champs géothermiques provenait en fait d'une eau d'origine externe, eau météorique ou eau de mer ayant circulé à travers des terrains sédimentaires ou volcaniques.

Or, dans tous les cas où les forages produisent de la vapeur surchauffée, on est frappé par le fait que la surchauffe

correspond à une provision d'énergie thermomécanique (en langage propre, enthalpie) ne dépassant que très rarement 670 calories par gramme. La plupart des observations se groupent autour de cette valeur.

Les tables thermodynamiques classiques de l'eau et de la vapeur, en particulier le diagramme de Mollier (fig. 3), montrent que cette valeur correspond au maximum d'énergie que puisse contenir de la vapeur saturée, ce maximum étant atteint sous la pression de 30 atmosphères. En d'autres termes, la vapeur saturée à 40 atmosphères, au même titre que celle à 20 atmosphères, contient moins d'énergie par kilogramme que la vapeur à 30 atmosphères. Le fait remarquable est que ce maximum est automatiquement réalisé. Si, par

exemple, une vapeur saturée à 40 atmosphères débouche dans une région à 30 atmosphères sans perdre sa provision d'énergie thermomécanique (enthalpie), elle se condense partiellement en eau. Coexistent désormais la vapeur saturée à 30 atmosphères (enthalpie maximale de 670 cal/g) et de l'eau dont l'enthalpie est évidemment beaucoup plus faible.

Deuxième exemple : la vapeur à 30 atmosphères est poussée vers une région à 20 atmosphères, toujours sans changement d'énergie. Alors, conservant son enthalpie, cette vapeur devient légèrement surchauffée. En continuant son chemin vers des zones à pression de plus en plus basse, elle retiendra sa provision de 670 cal/g d'énergie et deviendra surchauffée de quelques dizaines de degrés.

Telle est l'explication théorique du processus assurant la *constance de l'enthalpie* constatée expérimentalement à de nombreuses reprises. En résumé, la vapeur géothermique à 670 cal/g formée par ébullition est normalement issue d'une nappe aquifère où règne une pression de plus de 30 atmosphères et une température qui, d'après le diagramme de Mollier, doit être supérieure à 230°.

Pour séparer l'eau et la vapeur : des fissures et des pores

Cela n'explique toujours pas le cas des puits (The Geysers, Nouvelle-Zélande et Mexique) productifs de vapeur pure. Imaginons donc ce qui se passe lorsque ces puits sont mis en service : le forage crée évidemment une auréole de dépression, qui « appelle » la vapeur, appel qui retentit jusqu'à des zones assez lointaines. Il n'est pas question d'une vaporisation totale, la provision de chaleur de l'eau n'étant jamais suffisante pour cela. La vapeur formée peut se séparer de l'eau résiduelle tant que la vitesse du mélange eau-vapeur vers le puits ne dépasse pas trop la vitesse ascensionnelle des bulles de vapeur. Plus le mélange eau-vapeur se rapproche du forage, plus sa vitesse s'accroît vers l'orifice que forme le puits. Il faut donc que la vapeur se dégage assez loin du forage pour que l'on ait une bonne séparation de celle-ci par rapport à l'eau. De plus, les fissures et les pores de la roche améliorent cette séparation comme le feraient les chicanes métalliques d'un séparateur industriel.

Envisageons une situation caractéristique (fig. 4) : le sédiment réservoir contient une eau dont la température est d'environ 300 °C. L'ébullition débute lorsque la pression est de 90 atmosphères : 20 pour cent (en poids) de l'eau se transforme alors en vapeur. L'eau résiduelle, y compris un contingent d'eau recondensée, se sépare en cours de route et c'est à partir de la pression de 30 atmosphères que se constitue la vapeur typique dont l'enthalpie est 670 cal/g. Cela est conforme au fait de la constance de l'enthalpie.

Mais il se peut que le milieu rocheux n'ait pas les qualités voulues pour que l'eau se sépare. Le puits débite alors de la vapeur saturée ainsi que de l'eau, et la séparation devra se faire artificiellement.

Quoi qu'il en soit de la nature du milieu rocheux, au fur et à mesure que

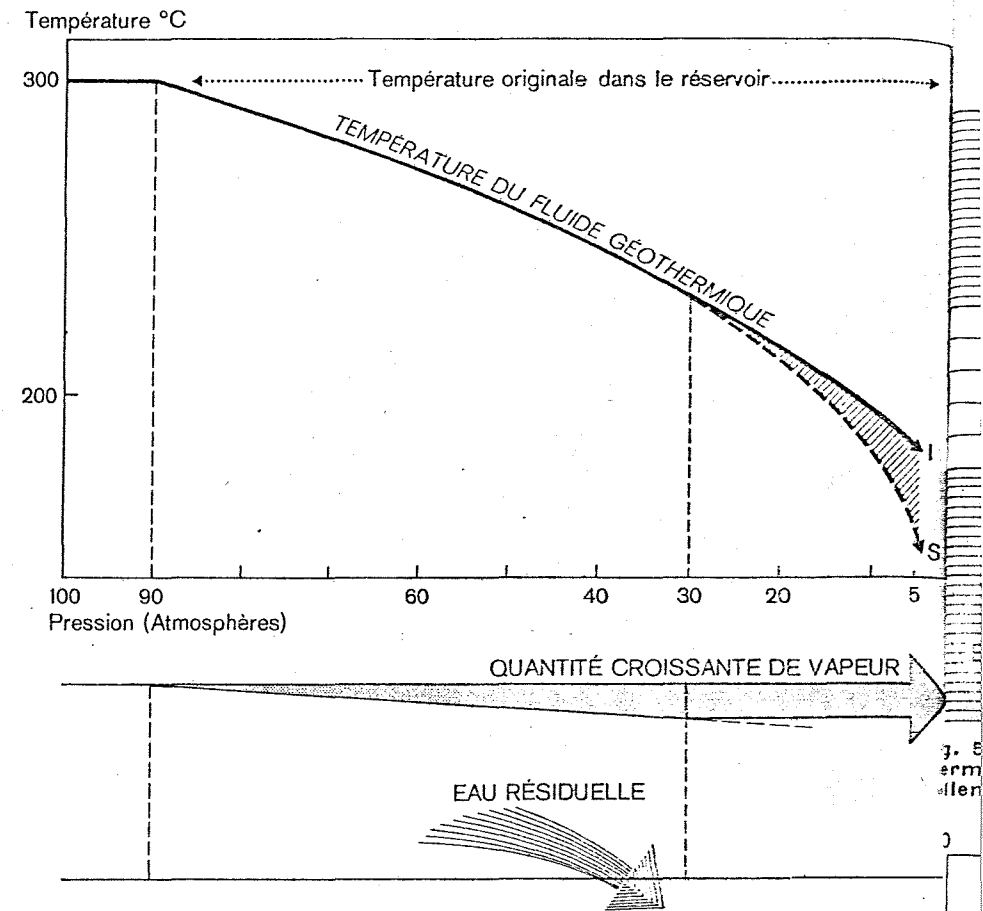


Fig. 4. — Supposons que le réservoir contienne de l'eau à 300 °C. Tant que la pression reste supérieure à 90 atmosphères, il n'y a pas production de vapeur. Si cette pression baisse et même si la température décroît, une partie du liquide est transformé en vapeur. Et c'est à partir de la pression critique de 30 atmosphères qu'a lieu la séparation jusqu'à produire 20 pour cent de « vapeur typique » (enthalpie de 67 cal/g) et 80 pour cent d'eau résiduelle. La figure exprime deux alternatives : (I) première (I) est que la vapeur se sépare, l'enthalpie prenant la valeur de 670 cal/g selon la deuxième hypothèse (S), un mélange d'eau et de vapeur subsiste.

l'on augmente la production d'un puits, la qualité de la vapeur s'améliore. Est-ce un paradoxe ? Non, car la pression baisse dans le réservoir, ce qui a pour conséquence une mise plus rapide en phase vapeur de l'eau qu'il contient.

Cet effet favorable comporte une limite, car si le réservoir n'est pas normalement réalimenté en eau thermique, les conditions de température et de pression

peuvent se trouver modifiées. Le débit devrait être alors réglé en baisse. Il existe donc un équilibre à trouver dans la production de chaque gisement, deux variables devant être conciliées : le débit des puits et la réalimentation de l'aquifère. S'il en est ainsi, la vie de gisement peut être presque « infinie », selon l'échelle de temps des investissements industriels.

A la recherche de l'optimum

La séparation de l'eau par gravité implique une certaine perméabilité du réservoir, dans sa partie inférieure en tout cas. La présence d'une couverture imperméable au-dessus de ce réservoir est également nécessaire afin de permettre à la vapeur de s'écouler vers le haut. Mais nous avons vu que dans un sédiment uniformément perméable le rapport température/pression est trop

faible pour que l'ébullition se produise. On risque donc de ne pas voir se réaliser le système schématisé dans le bloc diagramme de la figure 5.

Or, ce système hydrothermal existe à Larderello, où les conditions géologiques permettant d'exploiter l'énergie géothermique sont voisines de l'optimum. En quoi consistent-elles ? Pour le géologue italien, G. Facca, s'est efforcé de les définir (fig. 6).

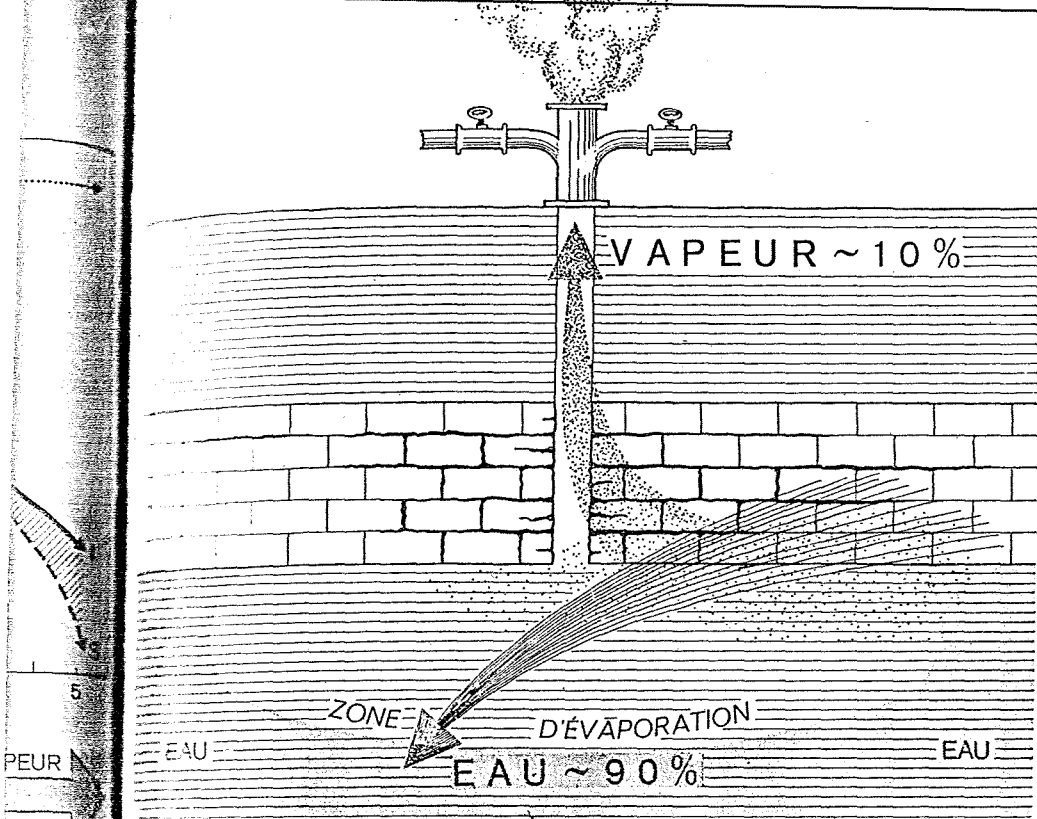


Fig. 5. — Ce bloc-diagramme illustre le « fonctionnement » du système hydrothermal après la mise en place d'un puits de production. Ce système existait potentiellement avant cette opération.

Le réservoir perméable se trouve à une profondeur où la pression est supérieure à 40 atmosphères; pour que le système « fonctionne », l'eau qui imprègne la roche doit être à une température assez élevée, proche du point d'ébullition sous cette pression. Dans une telle couche le gradient géothermique est faible. Il n'en est pas de même dans les roches de couverture imperméables ou peu perméables qui surmontent le réservoir. En l'absence de circulation d'eau, des gradients élevés de température ont pu s'y établir (c'est ce qui est schématisé dans la partie gauche de la figure 6). On peut en conclure que la base de la couverture imperméable maintient la chaleur dans le haut du réservoir. On voit ainsi que les conditions optima dans lesquelles on peut trouver un gisement géothermique comportent une bonne perméabilité du réservoir, lui-même couvert par une couche imperméable et rempli d'eau à une température au moins égale à la température d'ébullition, compte tenu de la pression.

Quant au flux de chaleur, bien qu'il conserve dans la couverture une valeur relativement élevée par rapport au flux normal des régions non volcaniques de l'écorce terrestre, il est très inférieur au flux qui atteint le fond du réservoir. On peut admettre, comme dans la figure, que le flux traversant la couverture (par conduction) représente 15 pour cent du flux issu des couches profondes. Les 85 pour cent restants, tant que le gisement n'était pas exploité, étaient dissipés soit par réchauffement de couches aquifères plus profondes, soit par extension latérale du gisement, soit encore par des fuites de vapeur à travers la couverture.

Ces fuites apparaissent sous forme de fumerolles ou de sources chaudes. L'exploitation, si elle est judicieusement conduite, n'a fait que discipliner ce système hydrothermal souvent anarchique dans les conditions naturelles. ■

QUELQUES RÉFÉRENCES

Actes officiels de la Conférence des Nations-Unies sur les sources nouvelles d'énergie, Rome, août 1961. Nations Unies, 1964. (Les volumes 2 et 3 sont consacrés à l'énergie géothermique.)

Bulletin volcanologique, 1969. Fasc. 1 (entièrement consacré aux recherches d'énergie géothermique).

Comptes rendus encore provisoires du Symposium des Nations Unies sur le développement et l'utilisation des ressources géothermiques, Pise (Italie), septembre 1970. Nations Unies, 1970.

Annales des Mines, 1971. Numéro spécial sur l'énergie géothermique (sous presse).

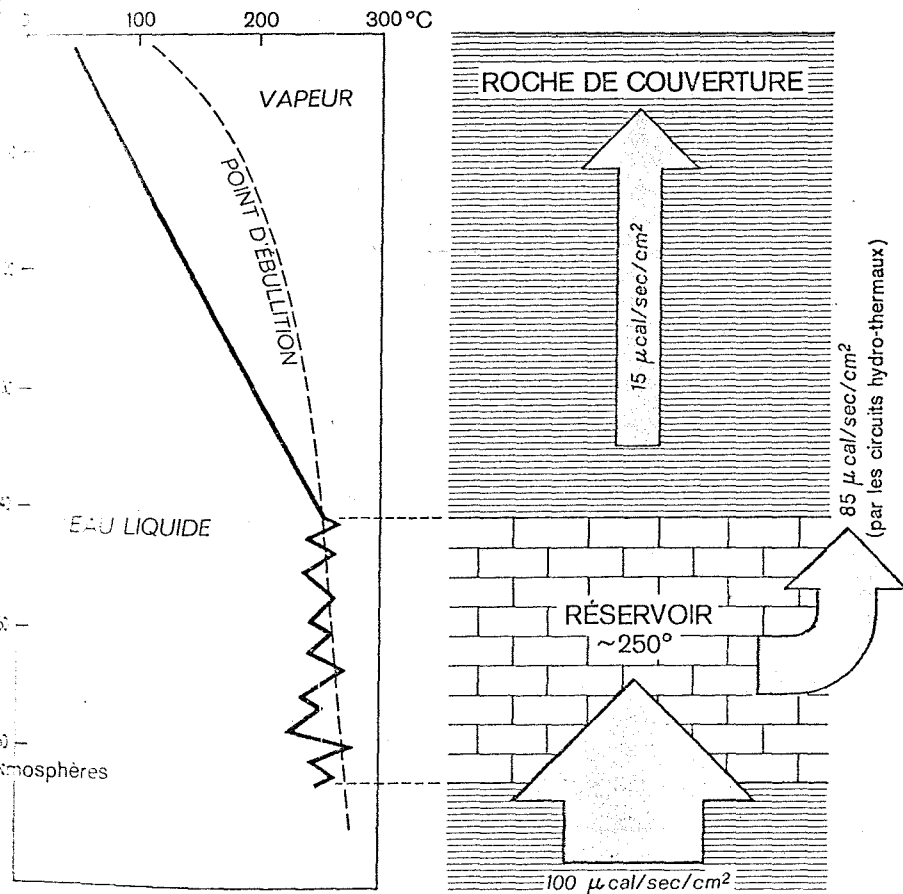


Fig. 6. — Le gradient géothermique, à gauche, conserve une valeur élevée tant que le flux traverse les roches imperméables de la couverture. Il s'annule ou oscille autour d'une valeur très faible au sein du réservoir perméable. Quant au flux thermique lui-même (à droite), il « bifurque » à la sortie du réservoir, 15 pour cent allant vers la surface à travers la couverture, 85 pour cent empruntant les circuits hydrothermaux.

