

Aquifères karstiques et caractéristiques physico-chimiques des eaux à l'étiage :

exemple de la zone tropicale de l'hémisphère sud (Madagascar)

*Karst aquifers and physico-chemical characteristics of low waters:
example of the south hemisphere tropical zone (Madagascar)*

Jean-Claude GRILLOT*, Joseph RALAIMARO**,
François ARTHAUD***

Mots-clés: Nappe eau, Karst, Propriété physicochimique, Eau, Etiage, Zone tropicale
Madagascar

Résumé

Deux karsts de la zone tropicale actuelle de l'hémisphère sud (Madagascar), sont tout d'abord analysés sur le plan géomorphologique. Les facteurs lithologiques, structuraux et climatiques confèrent à ces karsts des évolutions et des fonctionnements actuels nettement différenciés entre eux. Dans un deuxième temps, les caractéristiques hydrochimiques des eaux à l'étiage sont examinées et comparées à celles d'un karst de la zone tempérée (bordure méditerranéenne). De cette comparaison, il ressort que les eaux karstiques présentent des caractéristiques physico-chimiques à l'étiage très voisines quelle que soit la latitude. Par exemple, toutes les eaux sont sous-saturées en carbonates, sauf si la nappe est captive. Enfin, il est mis l'accent en conclusion sur le fait que les conditions climatiques propices à la karstification et à un haut degré d'évolution ne s'expriment pleinement que si des événements tectoniques interviennent au cours des phénomènes de dissolution. Les morphologies karstiques hautement évoluées, comme celles de Madagascar, résultent ainsi d'une étroite complémentarité entre facteurs lithologiques, structuraux et climatiques.

Abstract

In the south hemisphere actual tropical zone, two karsts are first studied from the geomorphological point of view. For these karsts the lithological, structural and climatic factors induce very distinguished evolutions and current functioning. Afterward the hydrochemical characteristics of the waters, at the low water level, are investigated and compared to those of a temperate zone karst (mediterranean border). From this comparison it stands out that the karst waters exhibit very similar hydrochemical characteristics, at low water level, whatsoever the latitude. For example, all the considered waters are undersaturated in carbonates, except for a confined water. In conclusion it is pointed out that climatic conditions favourable to karstification are fully achieved with the occurrence of tectonic events during dissolution phenomena. Highly developed karst morphologies of Madagascar are the consequence of the straight connexion of the lithological, structural and climatic factors.

* Laboratoire d'hydrogéologie et URA CNRS 13 59, Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05.

** Laboratoire de recherche sur les systèmes aquatiques et leur environnement et ORSTOM, Androhibe, Antananarivo, Madagascar.

*** Laboratoire de géologie structurale appliquée et URA CNRS 13 59, Université Montpellier II, Place E. Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05.

Introduction

Le problème des facteurs dominants dans les processus de dissolution des calcaires sous climat tropical a été longuement débattu et l'est encore. Certains auteurs ont privilégié les teneurs en carbonates des eaux karstiques et la quantité d'eau disponible pour expliquer l'évolution rapide et souvent spectaculaire des karsts sous ces latitudes [Rossi, 1976]. D'autres ont introduit un concept morphoclimatique donnant un poids prépondérant aux variations climatiques [Tricart et Cardoso da Silva, 1960]. Plus récemment les facteurs lithostructuraux, et plus particulièrement l'aspect fracturation des roches, ont été présentés comme des éléments sans lesquels les formes karstiques ne peuvent s'édifier [Schindler, 1982 ; Jennings, 1985]. On peut ajouter d'ailleurs que sans cet état fissural initial il ne peut y avoir de karstification, quelles que soient les latitudes, sauf peut-être dans des formations carbonatées où il existe une forte porosité de matrice (craie, calcaires récifaux). La conjonction de tous ces facteurs doit en fait être prise en compte tout en sachant que leur complémentarité se manifeste avec des influences variables, pas nécessairement concomitantes dans le temps et dans l'espace, et n'agissant pas forcément avec une même intensité [Grillot et Arthaud, 1990].

Dans un contexte fissural donné, la potentialité de karstification d'un massif calcaire est engendrée par les différences de charge hydraulique existant entre l'entrée (zone d'infiltration) et la sortie (exutoires) du système. A partir d'un certain stade d'évolution, la diminution des gradients consécutive à l'érosion du massif ou/et la remontée du niveau de base, entraîne un arrêt progressif de la karstification souvent matérialisé par un autocolmatage du karst (résidus de dissolution généralement argileux ; remplissages karstiques postérieurs...). Ainsi, si aucun événement géodynamique ne vient perturber le milieu, la karstification tend à perdre progressivement de son intensité quels que soient le climat et le contexte fissural. Le système karstique est alors plus ou moins entièrement fossilisé et peut rester inactif pendant de longues périodes. Par contre, si un événement tectonique intervient, la fossilisation du système peut être stoppée à partir de processus variables : néofracturation, réouvertures de fractures existantes, augmentation des charges hydrauliques par soulèvements relatifs des massifs, déformations de ceux-ci.

Sur ces bases et en s'appuyant sur des travaux réalisés récemment, nous précisons dans cet article les caractères géomorphologiques et structuraux de deux karsts situés dans la zone tropicale de l'hémisphère sud (Madagascar). Dans un deuxième temps, nous avons cherché à caractériser sur un plan phy-

sico-chimique les eaux karstiques en période d'étiage. A ces fins une comparaison a été établie avec des karsts de la zone tempérée actuelle (bordure méditerranéenne, France).

1. - Aquifères karstiques

Les systèmes karstiques de Madagascar se rencontrent sur la côte ouest dans deux grands bassins sédimentaires : celui de Majunga au nord-ouest, celui de Morondava-Tuléar au sud-ouest (fig. 1). Parmi ceux-ci, deux d'entre eux ont été choisis en exemple car ils diffèrent par le régime pluviométrique et leur morphologie actuels. Il s'agit du karst du Bemaraha (fig. 1.1) et du système septentrional du karst de Mahafaly (Ranozaza, fig. 1.2).

1.1. - Karst du Bemaraha

Ce karst reçoit en moyenne entre 1200 et 1500 mm de pluie par an. La température moyenne annuelle de l'air dépasse 25° C avec une amplitude des variations saisonnières qui ne dépasse pas 4° C. Il se situe donc bien dans la zone tropicale humide de l'hémisphère sud. Il se développe d'une part dans des calcaires cristallins, massifs et riches en coraux du Jurassique moyen (flanc ouest) ; d'autre part dans des séries calcaro-dolomitiques sous-jacentes et de même âge caractérisées en surface par des buttes en coupole ou en cône de grande taille [Rossi, 1978]. La base de ces séries devient nettement marneuse et constitue le mur imperméable du système karstique. La structure d'ensemble est de forme monoclinale avec un léger pendage (5-10° W). Les calcaires cristallins constituent une table calcaire qui peut atteindre 150 m de puissance. Ils correspondent à une ancienne barrière récifale qui passe latéralement aux calcaires dolomitiques. Ces calcaires très purs sont affectés par un lapiaz tout à fait exceptionnel (« Tsingy ») formé par des lames effilées et des clochetons pointus pouvant atteindre 30 m de hauteur (fig. 1.1). Cette morphologie s'est développée sur un réseau extrêmement dense de fractures que révèlent bien les clichés aériens à 1/25 000 [Grillot et Arthaud, 1990]. La géométrie du karst repose sur trois directions majeures de fractures (N 170° E, N 20° E et N 110° E) et deux autres mineures (N 80° E et N 150° E). Un fleuve (Manambolo) traverse ce karst, dont le débit d'étiage est soutenu par la nappe karstique [Grillot, 1992]. Des rivières temporaires sillonnent aussi le plateau à « Tsingy » le long de joints verticaux N 20° E et N 110° E. Des reconnaissances de terrain ont montré l'importance hydrogéologique de ce réseau fissural à maillage métrique associé à des failles normales [Arthaud *et al.*, 1990]. Dans la zone temporairement saturée du karst on

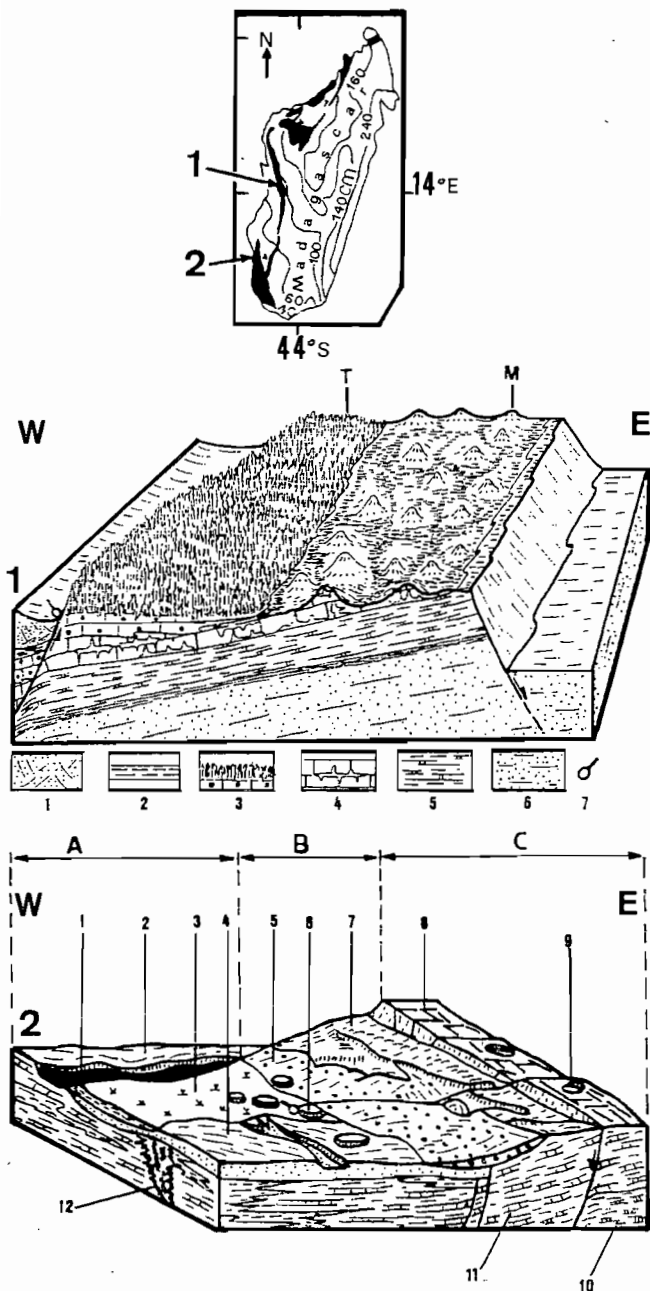


Fig. 1. - Caractéristiques géomorphologiques des karsts du Bemaraha (fig. 1.1) et de la Ranozaza (fig. 1.2) (Geomorphological characteristics of karsts in Bemaraha (fig. 1.1) and Ranozaza (fig. 1.2))

Fig. 1.1 : 1 : grès continentaux du Crétacé supérieur; 2 : marnes du Jurassique supérieur; 3 : calcaires à polypiers, 4 : calcaires dolomitiques et 5 : calcaires marneux du Jurassique moyen; 6 : grès et argilites de l'Isalo (Lias-Trias); 7 : émergence karstique. T : lapiaz à « Tsingy »; M : mogotes en buttes et coupoles.

Fig. 1.2 : 1 : lit récent d'une rivière pérenne; 2 : terrasse alluviale; 3 : alluvions récentes et 4 : anciennes; 5 : brèches calcaires cimentées; 6 : encroûtements calcaires résiduels; 7 : compartiment karstique effondré par faille et colmaté; 8 : compartiment karstique remonté par faille et décapé; 9 : doline, aven; 10 : calcaires biodétritiques à faciès fin et 11 : à faciès grenu; 12 : concrétionnements hydrothermaux.

C : Plateau calcaire; B : Piémont; A : Plaine alluviale

rencontre de nombreuses galeries creusées sur les joints de stratification le long de fractures orientées N 20° E et N 110° E. L'analyse de ces conduits montre qu'il y a eu plusieurs phases de karstification dont la plus récente (Plio-quaternaire) est liée au surélévement du massif par mouvements verticaux [Grillot et Arthaud, 1990].

Des suivis hydrochimiques réalisés au début de l'été 1991 sur des sources pérennes ont d'une part confirmé la présence d'un karst actif et, d'autre part, suggéré l'existence de réserves permanentes profondes [Grillot, 1992].

1.2. - Karst de la Ranozaza

Ce karst fait partie du vaste système de Mahafaly et constitue une unité plus ou moins isolée au nord de Tuléar dont les émergences alimentent un petit bassin alluvial. Il reçoit entre 450 et 600 mm de pluie par an. La température moyenne annuelle de l'air dépasse aussi 25°C, l'amplitude des variations thermiques saisonnières étant du même ordre que dans le Bemaraha. Les conditions climatiques actuelles sont donc de type tropical mais relativement sec par rapport à l'autre karst (période sans pluie de juin à septembre).

Il s'agit d'un réservoir situé dans des calcaires biodétritiques de l'Eocène constituant un vaste massif, dont la surface supérieure subhorizontale constitue un plateau qui dérive d'une surface d'aplanissement attribuée à la phase d'érosion fini-Tertiaire couvrant toute l'île [Arthaud *et al.*, 1990]. Cette surface recoupe tout le karst qui se signale à l'affleurement par des avens, des dolines et des alignements de végétation sur fractures drainantes. Au pied du plateau et à l'ouest se développe une plaine alluviale dans laquelle s'encaissent des rivières récentes. Le réseau hydrographique jeune pénètre aussi dans les calcaires crayeux de l'Eocène dans lesquels on trouve la trace d'un réseau plus ancien et sans doute fossile. Le versant de raccordement entre ces deux ensembles morphologiques est une bande orientée N-S à NNE-SSW de 0,5 à 1 km de large constituant un glacis couvert d'éboulis et/ou de cônes de déjection entièrement cimenté par des concrétions calcitiques. Cette carapace compacte et peu perméable isole ainsi les calcaires karstifiés situés sous la plaine alluviale occidentale, des formations sus-jacentes plus récentes. Il en résulte que les sources pérennes, dont le débit d'été est important (jusqu'à 0,5 m³ s⁻¹), se rencontrent essentiellement en contrebas du plateau calcaire, c'est-à-dire au pied des brèches cimentées (fig. 1.2).

Les fractures qui affectent le karst ont eu probablement des histoires complexes. Certaines d'entre elles sont en effet colmatées par des concrétions hydrothermales. D'autres sont largement ouvertes, parallèles à des failles normales subactuelles orientées N 90° E à N 120° E.

En conclusion de cette rapide analyse géomorphologique, l'évolution géologique et structurale de ces deux karsts s'inscrit dans le cadre récemment défini de l'histoire néotectonique de Madagascar et à propos de laquelle le rôle des mouvements verticaux récents et d'une distension N-S subactuelle, sur les écoulements souterrains, a été montré [Arthaud *et al.*, 1990]. Cette évolution est caractérisée dans les deux cas par une activité karstique oblitérée par une fossilisation partielle, suivie d'une reprise d'activité récente à actuelle tributaire d'une tectonique d'âge post Pliocène.

2. - Physico-chimie des eaux à l'étiage

2.1. - Méthodes d'étude

Toutes les analyses physico-chimiques ont été réalisées en deux temps : d'une part sur le terrain (conductivité électrique, pH, débit des sources, capacité spécifique des forages, oxygène dissous) ; d'autre part en laboratoire (analyses chimiques). Celles-ci ont été effectuées quinze jours maximum après les prélèvements, les échantillons ayant été conservés dans des flacons en polyéthylène téréphtalate copolyester (PETC), matériau inerte (coefficient d'absorption d'eau de 0,15 %) par conséquent ne modifiant pas la composition chimique de l'eau [Daniel, 1990].

Afin de caractériser les eaux karstiques des exemples choisis (fig. 1), nous avons retenu comme base de comparaison les données relatives à des karsts de la zone tempérée actuelle de l'hémisphère nord (Languedoc-Roussillon, France) et représentées par 650 émergences [Puradimaja, 1991]. Parmi celles-ci, la plus caractéristique de la région (exurgence karstique du Lez, Hérault) a fait l'objet de suivis temporels, en particulier durant l'étiage [Salado et Marjolet, 1975]. Cette source a un débit d'étiage du même ordre de grandeur que celui des karsts malgaches étudiés. Par ailleurs, les systèmes karstiques ont des bassins versants et des réseaux fissuraux d'importance comparable. Les karsts du Languedoc-Roussillon reçoivent en moyenne 800 mm de pluie par an et la température moyenne annuelle est de 14°C. L'amplitude des variations thermiques saisonnières de l'air atteint par contre 30°C. Pour toutes ces raisons nous avons retenu la source du Lez pour ces comparaisons.

Toutes les données acquises sont rassemblées sur le tableau I. Elles concernent la fin du premier tiers de l'étiage pour les karsts de Madagascar (juin-juillet) et la fin du premier mois d'étiage pour les karsts du Languedoc-Roussillon (juin).

En ce qui concerne le karst de la Ranozaza, trois types de prélèvements ont pu être réalisés :

- à l'exutoire principal ;
- en différents points d'écoulement de surface ;
- dans les forages.

Les prélèvements de surface ont été justifiés par le fait que le débit cumulé (2 470 l s⁻¹) est largement supérieur à celui de la source (520 l s⁻¹), ce qui laisse supposer que des venues profondes alimentent cet écoulement. Afin de clarifier l'origine de ces apports, des analyses hydrochimiques ont donc été

Tabl. 1. — Données physico-chimiques des eaux à l'étiage (*Physico-chemical data for water during low water regime*)

EC : conductivité électrique des eaux à 20°C ; O.D : oxygène dissous ; Q : débit (sources) et C.S : capacité spécifique des forages ; I.D : indices de déséquilibre chloro-alkalin

ech.	mé l ⁻¹							μScm ⁻¹	%	mg l ⁻¹	l s ⁻¹	l s ⁻¹ m ⁻¹	I.D	pH
	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	TAC	Cl ⁻	SO ₄ ⁻							
BEMARAH														
1	2.90	0.15	0.03	<0.01	2.90	0.10	0.06	265	56	5,1	?		+0.60	7.4
2	4.05	0.75	0.06	0.01	4.60	0.15	0.14	400	54	4.9	0.5		+0.53	7.6
3	3.40	0.60	0.04	0.01	4.10	0.12	0.08	390	57	5.2	0.2		+0.50	7.5
4	3.70	0.50	0.05	0.01	4.20	0.10	0.09	370	55	5.0	1		+0.40	7.4
MAHAFALY (Karst)														
1	3.65	0.55	0.43	0.05	3.70	0.35	0.35	410	81	7.6	520		-0.37	7.3
2	3.80	0.40	0.33	0.05	3.85	0.20	0.40	400	96	8.6			-0.90	7.4
3	3.80	0.55	0.43	0.05	3.95	0.35	0.52	445	98	8.5	2470		-0.37	7.7
4	3.80	0.40	0.37	0.05	4.00	0.30	0.40	400	108	8.7			-0.40	7.9
5	4.10	0.70	0.68	0.06	4.55	0.40	0.70	490	85	7.5			-0.85	7.7
MAHAFALY (Nappe alluviale)														
1	0.70	0.10	0.34	0.15	1.05	0.15	0	40	—	—	—	—	-2.26	7.0
MAHAFALY (Karst sous couverture)														
1	3.50	0.83	2.82	0.16	10.00	1.69	0.25	695	—	—		0.06	-0.76	7.4
2	7.95	1.08	2.65	0.09	9.53	3.66	2.29	1110	—	—		0.22	+0.25	7.4
3	4.90	1.16	6.21	0.28	11.16	2.36	3.02	1180	—	—		0.70	-1.75	7.4
4	6.25	2.50	2.26	0.15	9.13	2.64	3.02	1250	—	—		7.05	-1.03	7.4
5	3.15	1.25	0.52	0.05	3.60	0.28	0.54	430	—	—		1.91	+0.08	8.0
6	4.90	2.83	8.04	0.71	8.80	9.29	1.91	1680	—	—		?	+0.06	7.4
LANGUEDOC (Source du Lez)														
1	5.50	0.75	1.04	0.04	5.65	1.15	0.56	650	—	—	1100		+0.06	7.3

aussi programmées sur les eaux de surface d'amont en aval du bassin (fig. 2). Enfin pour identifier au mieux ces échanges, un prélèvement a été effectué dans un forage peu profond (< 10 m) captant un horizon aquifère superficiel dont on a présumé l'existence.

2.2. - Discussion des résultats

La représentativité des analyses a été testée en vérifiant que les sommes en anions ($[C]^-$) et en cations ($[C]^+$) se corrélaient convenablement aux conductivités électriques (EC). Ce test a été pratiqué aussi sur 650 émergences des karsts du Sud-Est de la France [Puradimaja, 1991] caractérisant deux ajustements linéaires d'équation respective $EC = 74. [C]^- + 68$ et $EC = 75. [C]^+ + 62$ (fig. 2 A et 2 B). A

Madagascar, hormis le prélèvement effectué dans un puits peu profond (2, fig. 2A et 2B), tous les autres échantillons s'alignent sur ces droites. Ils sont donc représentatifs de la minéralisation à l'étiage des karsts.

De la relation $EC = 37. [C \text{ totale}] + 65$ établie pour les eaux karstiques du Sud-Est de la France, deux domaines ont été individualisés [Puradimaja, 1991] :

- celui des émergences typiquement karstiques (3, fig. 2 C);
- celui des eaux ayant été en contact soit avec des eaux marines, soit (et) avec des marnes (6, fig. 2 C).

Tous les échantillons prélevés, à part dans le puits peu profond (2, fig. 2 C), s'inscrivent dans ces deux domaines et s'alignent sur la droite de corréla-

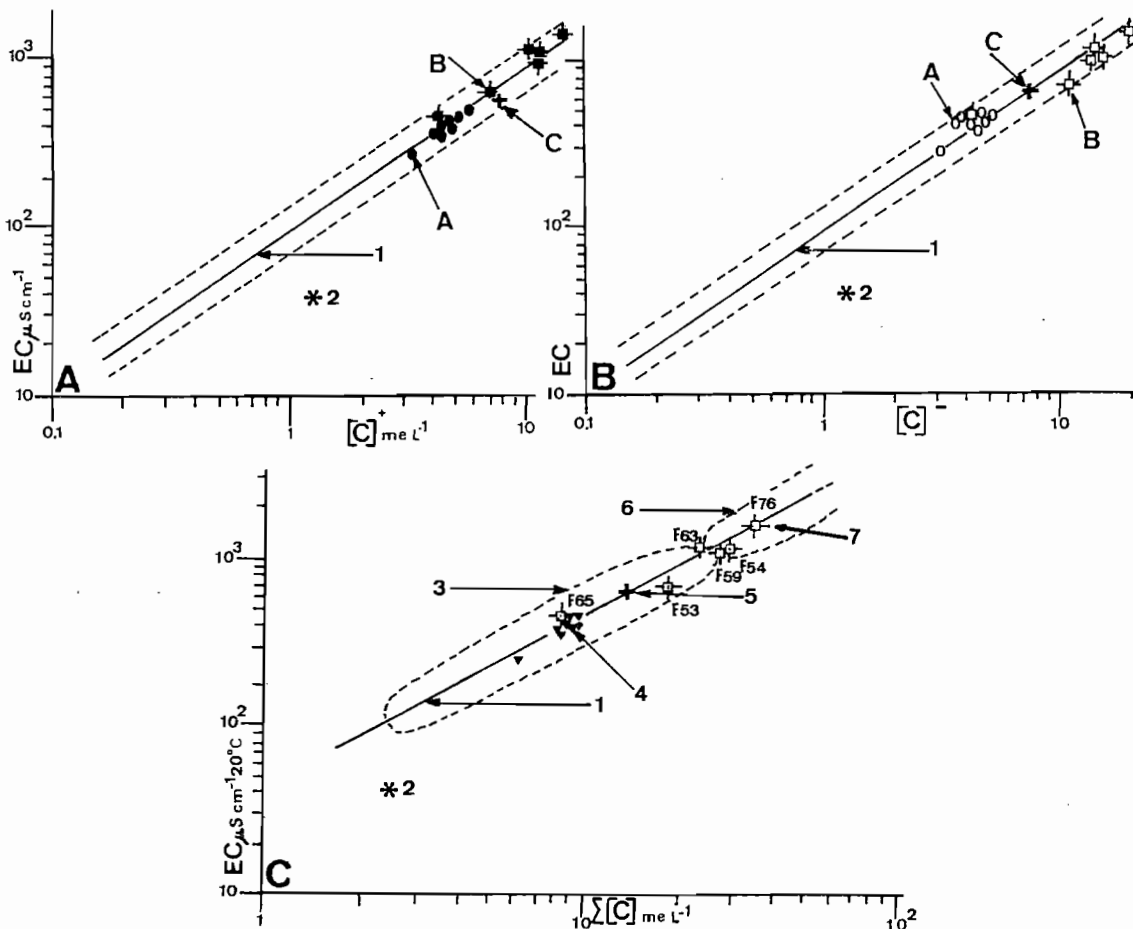


Fig. 2. - Relation entre la conductivité électrique des eaux (EC) et leur minéralisation (C) (Relationship between the electrical conductivity of water (EC) and its total dissolved solids (C)).

A : en fonction de la somme des cations avec 1 : droite de corrélation et domaine de validité établis pour 650 émergences des karsts du Sud-Est de la France (Languedoc-Roussillon); 2 : nappe superficielle dans la couverture occidentale du karst de la Ranozaza; A : sources et écoulements de surface (Bemaraha-Ranozaza); B : forages (Ranozaza); C : source du Lez (France).

B : en fonction de la somme des anions (même légende que A).

C : conductivité électrique (EC) en fonction de la minéralisation totale (C). 1 et 2 : même légende qu'en A et B; 3 : domaine des sources typiquement karstiques (Languedoc-Roussillon, France); 4 : sources et écoulements de surface (Bemaraha-Ranozaza); 5 : source du Lez (France); 6 : domaine des eaux en contact avec des remontées marines et/ou des marnes (Languedoc-Roussillon, France); 7 : forages dans le karst de la Ranozaza

tion : d'une part dans le domaine des émergences typiquement karstiques (prélèvements aux sources ; écoulements de surface et dans deux forages atteignant sous la couverture le karst de la Ranozaza, F53-65, fig. 2 C) ; d'autre part dans une zone du graphé qui suggère que les eaux ont été en contact avec des marnes et (ou) des eaux marines (tous les autres forages dans le karst de la Ranozaza).

En ce qui concerne les eaux de surface (Ranozaza), leur position dans le domaine typiquement karstique, à l'inverse des eaux prélevées dans un puits peu profond (2, fig. 2 C), précise leur origine : soit venant du karst sous couverture probablement à la faveur de failles normales assurant ainsi un débit des écoulements de surface ($2\,470\text{ l s}^{-1}$) largement supérieur à celui de la source (520 l s^{-1}) ; soit provenant d'un aquifère superficiel non connecté, au moins à l'étiage, au karst sous-jacent (puits peu profond).

Quant à la contamination éventuelle du karst sous couverture de la Ranozaza par des eaux marines, l'examen des indices de déséquilibre chloro-alkalin [i.d. selon Schoeller, 1962] peut apporter un élément de réponse. En se référant en effet aux émergences du Sud-Est de la France (fig. 3) ces indices montrent que :

— toutes les eaux de surface et de la source principale (Ranozaza) présentent des indices négatifs. Ces derniers ne sont pas influencés par une éventuelle proximité d'un socle cristallo-métamorphique car dans ce cas l'altération des silicates amènerait plus d'alcalins dans l'eau que de chlorures (4, fig. 3). Ils suggèrent ainsi que des échanges de base se sont produits (désorption cationique du réservoir) par exemple au niveau de marnes fréquentes dans la partie occidentale du bassin où le karst est sous couverture (3, fig. 3). Mais ces échanges ne se pro-

duiraient pas dans tout le magasin puisque seulement trois forages sur six (F53-59-65) ont aussi des indices négatifs. La très grande hétérogénéité du milieu observée à toutes échelles (données de terrain et en forage), et le contexte lithologique des écoulements souterrains interceptés par les forages, rendent cette hypothèse crédible.

— dans trois forages du karst de la Ranozaza (F54-63-76, fig. 3) ainsi que dans toutes les émergences du Bemaraha (B, fig. 3), les indices de déséquilibre chloro-alkalin sont positifs. Les émergences appartiennent au domaine typiquement karstique mais le karst du Bemaraha est éloigné de 50 km de la mer. Aussi la perte en alcalins (adsorption cationique par le réservoir) est plus vraisemblable qu'un gain en chlorures, la présence d'humus dans de larges fractures favorisant de plus ces échanges de base entre l'eau et l'encaissant. Quant aux eaux captives de la Ranozaza, seul le forage F76 se situe dans la zone où se produisent probablement des mélanges avec des eaux marines (biseau salé ?). Pour les deux autres (F54-63) et par comparaison, on peut penser qu'il s'agit plutôt d'une perte en alcalins des eaux par fixation cationique dans l'encaissant.

Une autre caractéristique chimique des eaux (rapport $\text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$ sur $\text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$) permet de reconnaître le caractère dominant du magasin : aquifère dolomitique (1, fig. 4), ou de milieu carbonaté, (2, fig. 4) ou de roches calcaro-marneuses (3, fig. 4), [Schoeller, 1962]. Toutes les eaux analysées dans les deux karsts de Madagascar correspondent à des magasins typiquement carbonatés, même si l'un d'entre eux (Ranozaza) est hétérogène (présence de marnes), ce qui engendre des phénomènes d'échanges de base liés aux variations de faciès. La Ranozaza et le Bemaraha peuvent donc être considérés comme de véritables systèmes karstiques dans lesquels les conductivités hydrauliques locales vont s'exprimer en fonction du degré de karstification atteint (forte variation de la capacité spécifique d'un forage à l'autre, CS tabl. I).

Portée sur une abaque exprimant les teneurs en carbonates en fonction du pH [Stchouzkoy-Muxart, 1971] la plupart des échantillons, à l'exception des eaux captives de la Ranozaza, montre une sous-saturation à l'étiage, c'est-à-dire pendant la période où le débit des nappes diminue (fig. 5). Cet état avait déjà été observé sur d'autres systèmes karstiques de l'île [Ankarana et Namoroka ; Rossi, 1976] où des tests d'agressivité des eaux avaient montré que celle-ci est pratiquement nulle en saison sèche, en raison du manque de production de CO_2 lié à la faible humidité des sols durant cette période climatique de la zone tropicale. La sursaturation constatée dans les forages de la Ranozaza semble toutefois indiquer que les circulations sont suffisamment lentes dans la zone saturée permanente du karst pour que les eaux aient atteint un équilibre chimique, probablement peu variable dans le temps. Deux échantil-

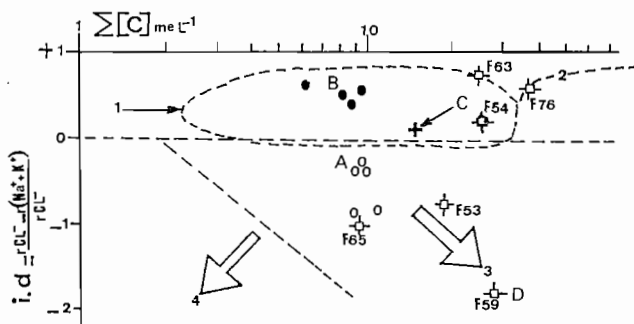


Fig. 3. - Indices de déséquilibre chloro-alkalin des eaux (I.D.) en fonction de la conductivité électrique (EC) (Indicators of chloro-alkaline disequilibrium in water (I.D.) as a function of electrical conductivity (EC)).

1 : domaine des eaux typiquement karstiques et 2 : des sources du littoral marin (Languedoc-Roussillon, France) ; 3 : domaine de contact avec des marnes et 4 : avec un socle cristallo-métamorphique ; A : source et écoulements de surface dans le karst de la Ranozaza ; B : sources du karst du Bemaraha ; C : source du Lez (karst périméditerranéen, France) ; D : forages dans le karst de la Ranozaza

lons prélevés en surface et à l'aval de l'émergence de la Ranozaza (fig. 5) montrent la même caractéristique. Il semblerait qu'à leur niveau, et plus qu'ailleurs dans la plaine, ce soient des eaux profondes du karst qui remontent en surface par faille. La comparaison des teneurs en carbonates au cours d'un cycle climatique complet permettrait bien entendu de vérifier cette hypothèse.

De nombreux auteurs ont montré qu'il existait une relation linéaire entre la conductivité et la minéralisation totale des eaux [Corbel, 1964; Hem, 1970; Bakalowicz, 1974...] de la forme :

$$[C] \text{ (mg l}^{-1}\text{)} = K \times EC \text{ (}\mu\text{S cm}^{-1}\text{)},$$

la constante K étant une caractéristique géochimique propre à chaque système karstique [Bakalowicz, 1974]. Par exemple, elle varie entre 0,70 et 0,99 pour les sources des Pyrénées centrales (karsts d'altitude); elle est de 0,85 pour la source du Lez

(karst de plaine de la région Languedoc-Roussillon). Les valeurs brutes ont été portées sur la figure 6.1 et les coefficients K sur la figure 6.2. Pour le karst du Bemaraha K varie entre 0,85 et 0,96 (A, fig. 6.2). Dans le karst de la Ranozaza, la valeur est différente selon la caractéristique de la nappe : 0,79-0,91 pour les écoulements à surface libre (B, fig. 6.2); nettement inférieure dans la zone captive (0,54-0,75, D fig. 6.2). Toutefois nous avons vu que les écoulements de surface semblent alimentés, avec une forte probabilité pour au moins deux d'entre eux, par des venues profondes. Il est donc possible que des eaux issues de la zone libre du karst alimentent aussi les écoulements de surface par circulations hypodermiques sous les brèches calcaires.

Concernant enfin les teneurs en oxygène dissous (O.D tabl. I), ce paramètre a été récemment utilisé comme marqueur des structures hydrogéologiques karstiques [Faillat, 1984] : sources de déversement alimentées que par des apports descendants, le karst étant dépourvu de réserves sous le niveau d'étiage (O.D compris entre 80 et 105 %); sources de débordement résultant d'écoulements captifs et indices de réserves au-dessous du niveau des basses eaux (O.D < 75 %). Dans le karst du Bemaraha les teneurs sont restées toutes inférieures à 60 %. On peut donc avancer que ce karst possède des réserves permanentes. La structure géologique du système à l'ouest de la faille (fig. 1) rend compte d'ailleurs du caractère captif partiel de la nappe sous un recouvrement marno-gréseux. Cependant, la solubilité de l'oxygène diminuant avec l'élévation de la température, des suivis temporels sur l'O.D seraient nécessaires pour mieux étayer cette assertion. Quant au karst de la Ranozaza, la seule mesure qui puisse être considérée comme significative d'une eau prélevée à la sortie immédiate du réservoir concerne la source. La valeur de 81 % étant à la limite des deux significations possibles, on ne peut en tirer de conclusions probantes à ce stade de l'étiage. Un suivi temporel serait ici aussi nécessaire, d'autant que la présence de réserves a été prouvée par forages à l'aval de la source.

Conclusion

Au cours de l'étiage les eaux karstiques de la zone méditerranéenne occidentale (Sud-Est de la France), et de la zone tropicale de Madagascar, présentent semble-t-il des caractéristiques physico-chimiques comparables. Elles sont en particulier sous-saturées en carbonates, sauf si la nappe est captive. Mais si les karsts que nous avons pris en exemple se localisent à des altitudes voisines, ils sont placés dans des contextes climatiques actuels différents (pluviométrie, température atmosphérique). C'est pourquoi des suivis physico-chimiques couvrant toute l'an-

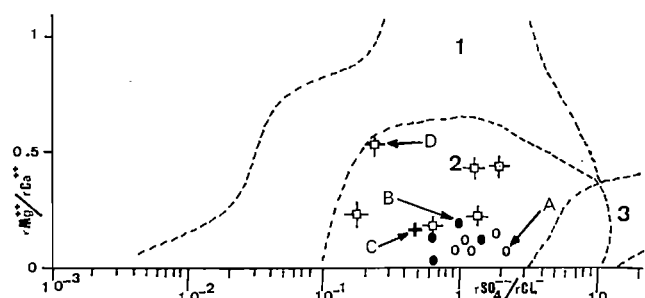


Fig. 4. - Rapports caractéristiques Mg/Ca en fonction de SO₄/Cl (Characteristic Mg/Ca ratios as a function of SO₄/Cl).

1 : domaine des aquifères en milieu dolomitique ; 2 : carbonaté ; 3 : calcaro-marneux (Languedoc-Roussillon, France). A, B, C et D : même légende que sur la figure 3

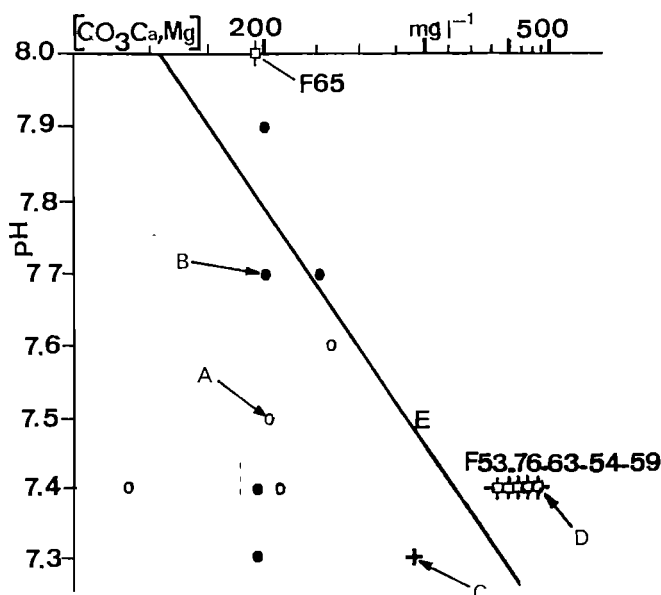


Fig. 5. - Teneurs en carbonates en fonction du pH à l'étiage (Carbonate concentration as a function of pH during low water regime)

A, B, C et D : même légende que sur la figure 3 ; E : courbe d'équilibre de la calcite à 25°C

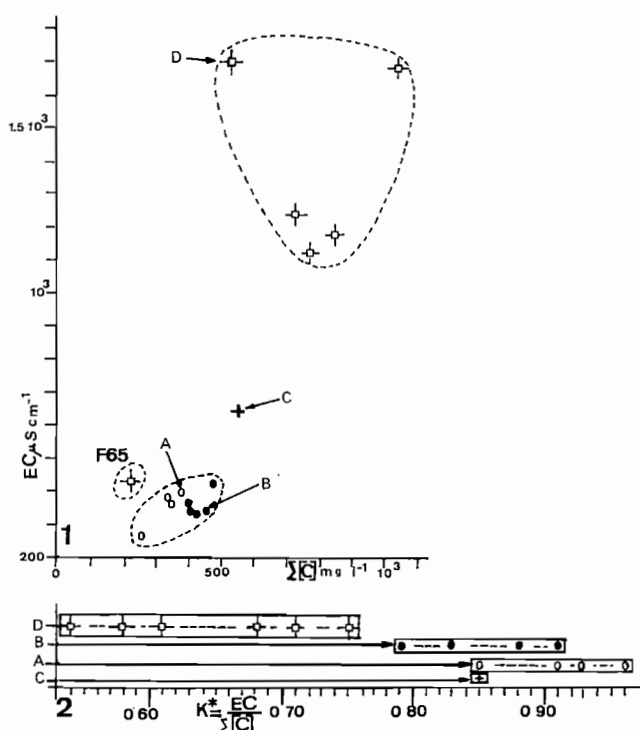


Fig. 6. - Coefficients K^* reliant la conductivité électrique (EC) à la minéralisation totale (C) (K^* coefficients linking electrical conductivity (EC) to total dissolved solids (C)).

1 : minéralisation exprimée en mg l^{-1} ; A, B, C et D : même légende que sur la figure 3; 2 : coefficients K^* avec A : sources du karst du Bemaraha; B : source-écoulements de surface et D : forages dans le karst de la Ranozaza; C : source karstique du Lez (France)

née hydrologique seraient nécessaires pour approfondir ces comparaisons. Par ailleurs, se pose aussi le problème de la représentativité des exemples choisis si l'on veut raisonner à l'échelle de toute une latitude tropicale et à celle du pourtour méditerranéen.

Malgré ces questions qui restent posées, on peut avancer que dans des régions où le cycle climatique comporte une saison sèche bien marquée le manque de production de CO_2 , lié à la faible humidité des sols à cette époque, freine temporairement les processus de dissolution des calcaires, et ceci quelle que soit la latitude considérée. Inversement, les conditions climatiques propices à la karstification (pluviométrie, température, pression partielle de CO_2) n'agissent pleinement que dans la mesure où des événements tectoniques introduisent, d'une part, un potentiel hydraulique suffisant entre l'entrée et la sortie d'un système carbonaté; compensent, d'autre part, la perte en énergie progressive par suite de l'érosion des massifs.

Dans un contexte lithologique favorable, les morphologies karstiques hautement évoluées résultent ainsi d'une étroite complémentarité entre les facteurs

tectoniques et climatiques. Ces formes ne prennent dès lors un caractère exceptionnel, comme dans le Bemaraha à Madagascar, qu'en raison du haut degré de cette interdépendance, et non pas seulement à cause de conditions climatiques particulièrement favorables comme c'est parfois le cas sous les latitudes tropicales.

Références bibliographiques

- ARTHAUD F., GRILLOT J.C., RAUNET M. (1990). - La tectonique cassante à Madagascar : son incidence sur la géomorphologie et sur les écoulements. - *Can. J. Earth Sci.*, 27, pp. 1394-1407.
- BAKALOWICZ M. (1974). - Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. 1. Relation entre minéralisation et conductivité. - *Ann. spéléo.*, 29, 2, pp. 167-173.
- CORBEL J. (1964). - L'érosion terrestre, étude quantitative (méthodes, techniques, résultats). - *Ann. géogr.*, 398, pp. 385-412.
- DANIEL M. (1990). - Etude de la conservation des échantillons d'eau au laboratoire dans différentes conditions de stockage et sur l'évolution de ces échantillons au cours du temps. - Diplôme d'études sup. spécialisées, Univ. Montpellier II, 80 p.
- FAILLAT J.P. (1984). - Utilisation de l'oxygène dissous comme indicateur de structures hydrogéologiques : exemple d'application aux aquifères karstiques. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 298, II, 9, pp. 419-422.
- GRILLOT J.C., ARTHAUD F. (1990). - Néotectonique en distension et morphologies karstiques de zone intertropicale : exemple de Madagascar. - *Geodinamica Acta*, Paris, 4, 2, pp. 121-131.
- GRILLOT J.C. (1992). - Influence en saison sèche d'un karst de latitude tropicale sur les écoulements de surface. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, série II, pp. 217-222.
- HEM J.D. (1970). - Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water (2nd Ed.). - U.S. Geol. Survey, water supply paper 1473, 363 p.
- JENNINGS J.N. (1985). - Karst geomorphology. - Black well Ed., Oxford, England, 292 p.
- PURADIMAJA D.J. (1991). - Différenciations hydrochimique et isotopique des émergences karstiques du Languedoc-Roussillon (France). - Thèse Doct., Univ. Montpellier II, 265 p.
- ROSSI G. (1976). - Karst et dissolution des calcaires en milieu tropical. - *Z. Geomorph. N.F.*, Suppl., Bd. 26, pp. 124-152.
- ROSSI G. (1978). - Aspects morphologiques du karst du Bemaraha. - Phénomènes karstiques III. Mémoires et documents du CNRS, pp. 45-64.
- SALADO J., MARJOLET G. (1975). - Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source du Lez (Hérault, France). II. Etude du chimisme des eaux de la source et de son bassin. - *Mém. Centre d'études et de rech. géol. et hydrogéol.*, t. IX, II, pp. 1-101, Ed. Univ. Montpellier II.
- SCHINDLER J.S. (1982). - Karst of China. - *Ground Water, Student section*, 20, 2, pp. 226-230.
- SCHOELLER H. (1962). - Les eaux souterraines. - Traité, Masson éd., Paris, 641 p.
- STCHOUZKOY-MUXART T. (1971). - Contribution à l'étude de la solubilité de la calcite dans l'eau en présence d'anhydride carbonique à 20°C et 30°C . - *Bull. Ass. Géogr. français*, II, pp. 389-390.
- TRICART J., CARDOSO DA SILVA T. (1960). - Un exemple d'évolution karstique en milieu tropical sec (Bahia, Brésil). - *Z. Geomorph.*, 4, 1, pp. 29-42.