

International Association of Hydrogeologists

**Henri Paloc
William Back
Editors-in-Chief**

Hydrogeology of Selected Karst Regions

**Volume 13
1992**

**Volume 13
1992**



International Contributions to Hydrogeology
Founded by
G. Castany, E. Groba, E. Romijn



International Association of Hydrogeologists

**WILLIAM BACK
JANET S. HERMAN
HENRI PALOC**
Editors-in-Chief

Hydrogeology of Selected Karst Regions



**Volume 13
1992**

Die Deutsche Bibliothek – CIP-Einheitsaufnahme

Hydrogeology of selected karst regions /

International Association of Hydrogeologists. William Back ... ed.-in-chief.

– Hannover: Heise, 1992

(International contributions to hydrogeology; Vol. 13)

ISBN 3-922705-94-4

NE: Back, William [Hrsg.]; International Association of Hydrogeologists; GT

Volume 13, 1992

International Contributions to Hydrogeology

Founded by G. Castany, E. Groba, E. Romijn

ISSN 0936-3912

ISBN 3-922705-94-4

Printed by R. van Acken GmbH, Josefstraße 35, D-4450 Lingen (Ems), Germany

Copyright by Verlag Heinz Heise GmbH & Co KG

P.O.B. 610407, D-3000 Hannover 61, Germany

CONTENTS

<i>Preface</i>	VII
<i>Foreword</i>	XI
<i>Acknowledgments</i>	XII
<i>Introduction</i>	1

Eurasian Plate

1. Hydrogeology of karstic terrains of Ireland..... David Drew	11
2. Hydrogeological contrasts between British Carboniferous limestone aquifers.. John Gunn	25
3. Application of geological, hydrochemical, and isotopic methods for hydrogeological investigation of selected Spanish karst regions..... J.J. Durán and J. López-Martínez	43
4. Caracteristiques hydrogeologiques specifiques de la region karstique des Grands Causses..... H. Paloc	61
5. Controles geologiques des systemes aquiferes karstiques (s.a.k.) de type Mediterraneen: L'Exemple du s.a.k. de la Sources du Lez J.V. Avias	89
6. Role du contexte geologiques et climatique dans la genese et le fonctionnement du karst du Vaucluse..... B. Blavoux, J. Mudry, and J.M. Puig	115
7. Hydrodynamics of karst aquifers: Experimental sites in the Mediterranean karst, southern France..... Claude Drogue	133
8. Karst hydrogeology in central Italy..... Carlo F. Boni	151
9. Hydrogeologie du Bassin de la Source de L'Areuse..... A. Burger	159
10. The lost Danube: Karst hydrogeology of the Western Swabian Alb, south Germany..... Heinz Hötzl	179

11. Geomorphogeny and karstification of the eastern part of the Northern Limestone Alps in Central Europe.....	197
Josef G. Zötl	
12. Hydrogeological characteristics of geosyncline karst aquifers with an example of the Trebisnjica catchment.....	213
Petar Milanovic	
13. Hydrogeological relationship in the central Dinaridic karst.....	229
Miomir Komatina	
14. Karstification and ground-water hydraulics of the interior of large calcareous massifs: The case of Giona Mountain in central Greece.....	241
Paul G. Marinos	
15. Conditions hydrogeologiques de quelques aquiferes karstiques de la Crete	249
Borivoje F. Mijatovic	
16. Tectonic influences on ground-water flow systems in karst of the southwestern Taurus Mountains, Turkey.....	263
William Back and Gultekin Gunay	
17. Hydrogeology of karst in West Georgia.....	273
Guram J. Buachidze and Tamaz A. Kiknadze	
18. Karst aquifer of the Cracow-Wielun Upland, Poland.....	289
J. Glazek, A. Pacholewski, and A. Rozkowski	
19. The hydrogeological characteristics of Polish karstic areas.....	307
Jan Malinowski	
20. Karst and karst water in China.....	315
Yuan Daoxian	

Arabian Plate

21. Flow regimes in karstic systems: The Judean anticlinorium, central Israel.....	339
Levy Kroitoru, Emanuel Mazor, and Arie Issar	

African Plate

22. The hydrogeology of dolomitic formations in the southern and western Transvaal..... 355
J.R. Vegter and M.B.J. Foster

Indian-Australian Plate

23. Karst hydrogeology of Tasmania..... 377
Kevin Kiernan

North American Plate

24. Hydrogeology of regional carbonate aquifers in eastern Nevada..... 393
John W. Hess
25. Evaporite karst in the Permian Blaine Formation and associated strata in western Oklahoma, USA..... 405
Kenneth S. Johnson
26. The role of ground water in the deposition of travertine-marl..... 421
Janet S. Herman and David A. Hubbard, Jr.
27. Karst regions of the southeastern United States..... 435
P.E. LaMoreaux and H.E. LeGrand
28. Localization and seasonal variation of recharge in a covered karst aquifer system, Florida, USA..... 443
Mark Stewart and John Parker
29. Coastal karst formed by ground-water discharge, Yucatan, Mexico..... 461
William Back

Caribbean Plate

30. Controls on karst in Costa Rica..... 467
Sergio Mora
31. The northern karst belt of Puerto Rico: A humid tropical karst 475
Joseph W. Troester

Karst Hydrogeological Study

32. Checklist for hydrogeological assessments in karst areas..... 487
Carlo F. Boni

PREFACE

The Commission on Hydrogeology of Karst of the International Association of Hydrogeologists (IAH) was founded in 1970 through the impetus of Louis Dubertret. The Commission was mandated a hydrogeological challenge because twenty years ago, certain major beliefs divided scientific opinion. A unique aquifer material, limestone, presented such a diversity of behavior that it seemed nearly impossible to identify unifying concepts. This aquifer material often had a very ancient past, occasionally going back to the Precambrian, and was marked by depositional, diagenetic, structural, orographic, and climatic controls.

What unique role could the Commission play in encouraging research towards developing a unifying theory? To achieve this goal, the Commission decided that a first step would be compilation of a book that would take into account the latest theoretical and applied research on karst hydrogeology. Because the contributions submitted described a great diversity of calcareous regions around the globe, their most important effect was to provide a framework for more general scientific discussions. This also prevented unique local characteristics from being established as general theories, as has often been a problem in nationalistic publications.

This first volume, published in 1975¹, brought together descriptive and conceptual knowledge on the hydrogeology of karst rocks. Interestingly, the book underscored an important deficiency: a major lack of quantitative field observations from diverse hydrogeological situations to back up these concepts. This priority need for field data led to the second volume of the Commission²: a description of real situations intended to validate (or invalidate) the concepts contained in the first volume.

The present volume is the third published by the Commission and was conceived in the same spirit. Its purpose is to describe hydrogeological situations, using modern scientific methodology to bring together as much information and understanding as possible. The idea for this book was proposed by William Back, who wished to assemble a description of the karst sites visited by the Commission during its annual reunions. A few additional articles were chosen to complement the initial list.

However, even as the Commission saw a need for promoting scientific research, it was equally aware of the needs of those in charge of utilizing or protecting karstic water. Therefore, the second and third volumes prepared by the Commission are also intended for this audience, and give examples of exploration, development, and protection from pollution of ground water in limestone. It is evident after reading the three volumes that spectacular progress has been achieved, in the space of twenty years, in the study of karst systems. Such things as

¹Hydrogeology of Karstic Terrains, Intern. Union of Geological Sciences, ser. B., No. 3, Paris, 1975.

²Hydrogeology of Karstic Terrains, Case Histories, Intern. Contributions to Hydrogeology, v. 1, 1984, Heise, ed., Hannover.

geophysical prospecting, drilling and logging methods, and geochemical and isotopic techniques are continuously becoming more effective. Analysis of water-level response allows an ever better determination of aquifer structure and texture. Better knowledge of distribution of aquifer permeability results in improved protection from contamination and greater well yield. Given these pragmatic aspects, the current volume will certainly be useful to those interested in practical applications.

Finally, it must be emphasized that the realization of this book would not be possible without the hard work and collaborative efforts of the Commission members, who generally carry a hectic load of professional activities. Proper tribute and gratitude is given to these members. This is especially true for the editors of this volume, who are responsible for the consistency and overall quality of the contributions. The publication of this book is unequivocal evidence of collective enthusiasm and vitality which bodes well for the future of the Commission.

Andre Burger
Berthoudes 58
Neuchatel 2000
Switzerland
October 1991

PREFACE

La Commission de l'Hydrogéologie du Karst de l'Association internationale des Hydrogéologues (AIH), fondée en 1970, sous l'impulsion de Louis Dubertret, s'est d'emblée trouvée confrontée à un domaine de l'hydrogéologie, dont, il y a vingt ans encore, émanait un certain nombre de grands défis qui partageaient les chercheurs : un même milieu aquifère, le calcaire, dont les réponses présentent une diversité si considérable qu'il paraissait difficile d'en dégager des fils conducteurs; une histoire parfois très longue, remontant au Précambrien dans certains cas, jalonnée de changements structuraux, orographiques, climatiques, etc.

Quelles options la Commission devait-elle adopter pour inciter la recherche à tendre vers une certaine conciliation des points de vue ? C'est ainsi qu'elle a choisi de publier des ouvrages faisant le point du moment sur les aspects théoriques et appliqués de l'hydrogéologie karstique. Les contributions provenant de régions calcaires du globe très diverses, avaient pour mérite premier d'alimenter une réflexion élargie et d'éviter que des situations locales particulières ne soient érigées en théories générales comme ce fut parfois le cas dans le passé.

Ainsi, le premier volume, publié en 1975¹ a tenté de rassembler les connaissances théoriques sur l'hydrogéologie des roches karstiques. Assez curieusement, il a mis en évidence une lacune importante : un manque considérable de données d'observations quantitatives, provenant de différentes situations hydrogéologiques réelles, pour appuyer les concepts théoriques. Ce besoin prioritaire de données de terrain a conduit au deuxième ouvrage de la Commission² : la description de cas exemplaires réels, destinés à confirmer (ou à infirmer) les idées contenues dans le premier.

Le présent volume, le troisième que publie la Commission, a été conçu dans le même esprit : décrire des situations hydrogéologiques réelles, reflétant une approche scientifique moderne et apportant des données aussi nombreuses que possible. L'idée en a été lancée par William Back, qui souhaitait saisir cette occasion pour rassembler la description des sites karstiques que la Commission a eu l'occasion de visiter à chacune de ses réunions annuelles.

¹Hydrogeology of Karstic Terrains, Intern. Union of Geological Sciences, ser. B, No 3, Paris, 1975.

²Hydrogeology of Karstic Terrains, Case Histories, Intern. Contributions to Hydrogeology, v. 1, 1984, Heise, ed., Hannover.

Au fil du temps, quelques articles complémentaires sont venus étoffer le paquet initial.

Il faut ajouter cependant que si la Commission a ressenti le besoin d'agir dans le domaine scientifique, elle est tout aussi consciente des besoins de ceux qui, très nombreux, ont pour tâche d'exploiter et de protéger les eaux karstiques. C'est donc aussi à leur intention que les deuxième et troisième volumes édités par la Commission exposent des exemples de prospection, de captage et de protection contre la pollution en milieu calcaire. On se rend compte, à la lecture des trois volumes, qu'en l'espace de vingt ans, les méthodes d'étude des systèmes karstiques ont fait des progrès spectaculaires. L'analyse des réponses permet de pénétrer de mieux en mieux dans la structure des aquifères; la prospection géophysique, les techniques de forage et l'investigation des forages sont de plus en plus performantes; une meilleure connaissance des perméabilités assure une protection améliorée contre les pollutions. Etant donné ses aspects pragmatiques, le présent ouvrage serait certainement utile à ceux qu'intéressent les applications pratiques.

Enfin, il convient de relever que la réalisation d'un tel ouvrage ne serait pas possible sans un effort de travail et de collaboration considérable de la part de la Commission, dont les membres sont déjà très chargés par leurs activités professionnelles. Il convient ici de leur rendre hommage. Cela vaut, en particulier, pour les rédacteurs qui assument la responsabilité de la qualité et de la cohérence de l'ensemble des contributions. La parution de cet ouvrage est le témoignage incontestable d'un enthousiasme et d'une vitalité qui augurent bien de l'avenir de la Commission.

André Burger
Berthoudes 58
CH-2000 Neuchâtel
Switzerland
Octobre 1991

FOREWORD

The International Association of Hydrogeologists has published 7 books on karst hydrogeology. These were prepared by members of the IAH Commission on Hydrogeology of Karst, and, in addition to the present volume, include two edited by Andre Burger and Louis Dubertret; one edited by Janyth Tolson and Larry Doyle, "Karst Hydrogeology," which was the Proceedings of the 12th IAH Congress of 1975; two volumes deal with the "Annotated Bibliography of Carbonate Rocks" and were edited by Philip LaMoreaux; and another describing the "Hydrogeology of the Dinaric Karst" was prepared by Borivoje Mijatovic.

The 21st IAH Congress, held in October 1988 in Guilin, China, was devoted to Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection. At the 19th meeting of the IAH Commission on Hydrogeology of Karst held during the 28th International Geological Congress (1989) in Orlando, USA, Yuan Daoxian proposed a comparative study of karst terrains as a follow-up to the Guilin Congress. In 1990, this project called "Geology, Climate, Hydrology and Karst formation," was accepted by the UNESCO-IUGS International Geological Correlation Programme, IGCP, as Project 299. The inaugural meeting for IGCP 299 was held in October 1990 in Antalya, Turkey during the 20th meeting of the Commission.

This is one of the many ways that IAH fulfills its mission, namely to promote international cooperation among hydrogeologists by sponsoring technical meetings, by publishing hydrogeologic reports and by participating in international programs. IAH thus offers a unique opportunity for discussion and cooperation with colleagues at symposia, in commissions and in workshop topics ranging from groundwater management and sustainability to the more theoretical aspects of hydrogeology.

I would like to thank the Commission on Hydrogeology of Karst for its excellent contributions to a better understanding of these intriguing karst phenomena.



Erik Romijn
President of IAH

ACKNOWLEDGMENTS

The editors appreciate the support and encouragement given by their many colleagues, the understanding and cooperative spirit of the authors, and the assistance of reviewers particularly, Carol Wicks and Alison Clark, graduate students at the University of Virginia; Can Denizman, graduate student at the University of Florida; and Joe Troester, of the U.S. Geological Survey, Puerto Rico. We wish to acknowledge, with thanks, the support provided by the Department of Environmental Sciences, University of Virginia, and the U.S. Geological Survey, Reston, Virginia. We thank Lory Severin for her cheerful attitude in typing the authors' contributions.



This is a contribution to the IGC Project 299 -- Geology, Climate, Hydrology and Karst formation.

PROJECT 299

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

JACQUES AVIAS
Le Lauzas Ucel
F-07200
Aubenas
France

WILLIAM BACK
U.S. Geological Survey
431 National Center
Reston, Virginia 22902
USA

CARLOS F. BONI
Istituto de Geologia
Citta Universitaria
Piazelle delle Science
1-000100 Roma
Italy

BERNARD BLAVOUX
3 Allees de la Guyanne
Villeneuve Les Avignon
30400
France

GURAM J. BUACHIDZE
Vakhushti Bagrationi Institute
of Geography
Academy of Sciences
of the Georgian SSR
1, Z. Rukhadze Str.
380093 Tbilisi
USSR

ANDRE BURGER
Berthoudes 58
Neuchatel 2000
Switzerland

YUAN DAOXIAN
Institute of Karst Geology
Guilin, Guangxi 541004
The People's Republic of China

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

DAVID DREW
Department of Geography
Trinity College
Dublin 2
Ireland

CLAUDE DROGUE
Laboratory Hydrogeology
USTL, Place Baldillon
34060 Montpellier Cedex 01
France

J. J. DURÁN
Instituto Tecnológico GeoMinero
de España
Rios Rosas 23
28003 Madrid
Spain

M.B.J. FOSTER
Dept. of Geology and Geophysics
University of Minnesota
Minneapolis, MN 55455 USA

GULTEKIN GUNAY
Institute Karst Water Resources
Research Center
Hacettepe University 06532
Beytepe, Ankara
Turkey

J. GLAZEK
Adam Mickiewicz University
Institute of Geology
ul. Maki Polne 16,
61-606 Poznan
Poland

JOHN GUNN
Limestone Research Group
Manchester Polytechnic
Chester Street
Manchester M1 5GD
England

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

JANET S. HERMAN
Department of Environmental
Sciences
University of Virginia
Charlottesville, VA 22903
USA

JOHN W. HESS
Desert Research Institute
2505 Chandler Ave., Suite 1
Las Vegas, Nevada 89120
USA

HEINZ HÖTZL
Department of Applied Geology
Karlsruhe University
Kaiserstrasse 12, POB 69 80
D-7500 Karlsruhe
Germany

DAVID A. HUBBARD, JR.
Virginia Division of Mineral
Resources
P. O. Box 3667
Charlottesville, VA 22903
USA

ARIE ISSAR
Jacob Blaustein Institute
of Desert Research
Sede Boqer Campus
Ben-Gurion University of
the Negev
Beer Sheva
Israel

KENNETH S. JOHNSON
Oklahoma Geological Survey
100 E. Boyd, Room N-131
Norman, Oklahoma 73019
USA

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

TAMAZ Z. KIKNADZE
Vakhushti Bagrationi Institute
of Geography
Academy of Sciences
of the Georgian SSR
1, Z. Rukhadze Str.
380093 Tbilisi
USSR

KEVIN KIERNAN
Forestry Commission
30 Patrick Street
Hobart Tasmania
Australia 7000

M. KOMATINA
Institut de Recherches
Geologiques et Geophysiques
GEOZAVOD, Karadjordjeva 48
11000 Beograd
Yugoslavia

LEVY KROITORU
Roy F. Weston, Inc.
955 L'Enfant Plaza, S. W.
North Building, 8th Floor
Washington, DC 20024

E. KULLMAN
Geologicky ustav D. Stura
Mlynska dolina 1
809 40 BRATISLAVA
Czechoslovakia

EMANUEL MAZOR
Geoisotope Group
Weizmann Institute of Science
Rehovot 76100
Israel

P. E. LAMOREAUX
P.E. LaMoreaux & Associates
P.O. Box 2310
Tuscaloosa, AL 35403
USA

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

HARRY LEGRAND
331 Yadkin Drive
Raleigh, NC 27609
USA

J. LÓPEZ-MARTÍNEZ
Facultad de Ciencias
Universidad Autónoma
de Madrid
28049 Madrid
Spain

JAN MALINOWSKI
GEOLOG
02-581 Warszawa
ul. Madalinskiego 50/52 m II
Poland

PAUL MARINOS
23a Panaitoliou
Koykaki 11741
Athens, Greece

PETAR MILANOVIC
Energoprojekt
POB 20
11070 New Belgrade
Yugoslavia

SERGIO MORA
Department of Geology
Instituto Costarricense de Electricidad
Escuela de Geología
Univ. de Costa Rica, INGEOSA
Costa Rica

J. MUDRY (address unavailable)

A. PACHOLEWSKI
Geological Survey of Poland
Upper Silesian Branch
ul. Bialego 1
41-200 Sosnowiec
Poland

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

HENRI PALOC
Le Ranc St. Sebastian
d'Aigrefeuille
F. 30140 Anduze,
France

JOHN PARKER
Southwest Florida
Water Management District
2379 Broad Street
Brooksville, Florida 34609-6899
USA

J. M. PUIG (address unavailable) (*As per Blavoux*)?

ERIC ROMIJN
Provincial Waterboard
of Gelderland
Markstraat 1 - PO Box 9090
NL-6800GX ARNHEIM
The Netherlands

A. ROZKOWSKI
Silesian University
Department of Hydrogeology
ul. Mielczarskiego 60
41-200 Sosnowiec
Poland

MARK STEWART
Geology Department
University of South Florida
Tampa, Florida 33620-5200
USA

JOSEPH W. TROESTER
U.S. Geological Survey
PO Box 364424
San Juan, Puerto Rico 00936
USA

J. R. VEGTER
Private Box 59739, KARENPARK,
0118 Republic of South Africa

Authors of "Hydrogeology of Selected Karst Regions"

JOSEF G. ZÖTL
Institute of Geothermics
and Hydrogeology
Research Centre Joanneum
Elisabethstraße 16
A-8010 Graz
Austria

INTRODUCTION

BACKGROUND

Karst phenomena have long held a deep fascination for people who have been fortunate enough to live in one of the many limestone regions of the world. Mythological deities, particularly those in the Mediterranean region (Egyptian, Greek, and Roman) are associated in many ways with karst features. The gods used caves as their sanctuary and were responsible for the origin of springs, the disappearance of rivers, and the occurrence of droughts. Caves and caverns have been depicted as the entrance to Hades and the underworld and the place of purgatory and death. They also have been depicted as the source of life for water during droughts and designated as holy places for religious ceremonies.

Environmental Consequences

Karst terrains were among the first regions of the world to be adversely affected by the activities of humans. Carbonate rocks surround much of the Mediterranean Sea, and early civilizations located many of their settlements on slightly elevated limestone ridges and plateaus. These areas were more desirable than the low lying wetlands near the rivers that were plagued with insects and disease. The early people were unaware of the consequences of inhabiting the karst areas. The one characteristic of karst regions that makes them particularly fragile environments and susceptible to environmental degradation is the erodability of the thin soils that develop atop limestone. As these areas became deforested through overgrazing or the use of trees for cooking fuel and later for charcoal in smelting of copper, the protective vegetative mat that held the soil in place was destroyed. Consequently, the soil was removed either by sheet erosion or washed into solution cavities in the limestone. The loss of soil made it more difficult for the rainfall to infiltrate to the subsurface and recharge the ground water. As a result, higher level springs dried up and the flow of rivers decreased. Reforestation programs are now underway in the karst regions of many countries.

Because of the sensitive nature of limestone terrains, they provide an excellent long-term field laboratory to study human-induced changes in the environment. The effects of land-use practices can be easily observed in these fragile terrains and the understanding gained from studies of them may be applicable to more stable environments. An important goal of international karst studies is to learn to manage the local resources of limestone terrains and, in addition, to understand the consequences of their mismanagement. This experience could be used as a guide to exploit and manage the land, forest, and water resources of non-karst terrains in a sustainable manner (see excellent discussion by LeGrand, 1984).

Natural Resources

The occurrence of natural resources in carbonate terrains made the understanding of the functioning of karst hydrologic and geologic systems not only desirable but a necessity in order to exploit the resources in an effective manner (Back and Arenas, 1989). Karst terrains produce a variety of resources that have had a significant effect on the social and economic development of countries, the most important being water for agricultural, municipal and industrial use. Many of the world's major aquifers are in karstified limestone. Hydroelectric power has been extensively developed in karst regions, particularly Yugoslavia and Turkey. In these areas an interplay of hydrologic factors makes development of hydroelectric power particularly desirable. The heavy precipitation at high elevations owing to orographic effects of the mountains, and the proximity of the high elevations to the shore causes a great drop in stream gradient over a short distance that permits efficient operation of turbine engines.

One of the most important resources of karst areas is the tourism associated with the picturesque scenery and the numerous uses of caves. Tourist accommodations in caves in many parts of the world include electric lights, walkways, and boat trips, some of which are on flat-bottom boats containing small musical bands or pianos for concerts and special theatrical performances. Because of stable temperature and hydrologic conditions within the caves, both in the temperate and tropical climates, caves have other economic uses such as for cultivation of mushrooms, aging of wines and cheeses, and storage of petroleum products. In many areas, calcite from dripstone deposits and bat guano used for fertilizer are common products obtained from caves.

In addition to the hydrology and geomorphology of limestone terrains, the mineralogy itself defines a resource. Limestone is used extensively as a building stone and provides a valuable source of lime, an essential ingredient for cement and agricultural soil improvement. Dolomite provides an agricultural source of magnesium. Karstified limestones are reservoirs for oil and gas and are host rocks for many ore deposits such as lead and zinc in the mid-continent area of the United States, bauxite in Jamaica and Hungary, and low-grade coal and manganese in many places.

Scientific and Engineering Challenges

True understanding of a geologic terrain ultimately comes about as the result of prolonged scientific study. The scientific challenges presented in the study of karst are many. The scientific problems associated with karst phenomena focus on understanding the physical, chemical, and biological processes that control the hydrogeologic behavior of karst terrains.

The scientific beginning of modern hydrogeochemistry occurred primarily in the study of carbonate terrains. The application of principles of chemical thermodynamics was feasible in carbonate terrains because of the relative rapidity of dissolution and precipitation reactions and because of the rather simple, nearly

mono-mineralogic, composition of carbonate rocks. The principles of chemical hydrogeology' could not have been developed as readily in more complex terrains composed of silicate minerals.

Because limestone has extremely low primary permeability, most of the occurrence and movement of ground water are in fractures and dissolution channels. The principles of ground-water flow were developed through the scientific study of porous-media aquifers, however, and must be greatly modified to apply to flow in fractures. Because of the enhanced permeability derived from dissolution of the limestone, greater understanding and knowledge of occurrence and movement of water have been gained in fractured and solutionally altered limestones than in fractured rocks of other lithologies. Consequently, the study of fracture flow in limestones has transfer value to other terrains.

There are many examples of how ground-water flow behaves differently in karst aquifers than in porous-media aquifers. One karst feature that set back understanding of the hydrologic cycle for many centuries is the unique sinkhole on the isle of Cephalonia, into which the water from the Ionian sea drains at a rate of a few cubic feet per second (Fig. 1). The early Greeks used this flow of water to generate energy with water wheels that came to be known as the sea mills of Cephalonia. This reverse flow of seawater prevented the early philosophers from recognizing the hydrologic cycle. They observed the sea water going underground and believed it supplied high-elevation springs in the bordering mountains. They believed rainfall did not supply the springs because they thought the carbonate rocks too unpermeable for rainfall to infiltrate. The early philosophers devised hypotheses that would remove the salts from the water and raise the fresh water to higher elevation of the mountains. They called upon such fallacious notions as the force of wind, condensation of moisture in the caves, siphon effects, and even the curvature of the earth to move fresh water to higher elevations.

The extensive surface and sub-surface dissolution of limestone common in karst regions has resulted in unique engineering problems. These include damage to highways and buildings due to sinkhole collapse; the need for extensive grouting in the construction of dams; inadvertent drainage of reservoirs due to the opening of plugged solution channels; the occurrence of high-water pressure in the construction of tunnels; and the challenges of constructing subterranean dams for additional water resources.

THE KARST COMMISSION OF IAH

The primary justification for organizing special groups to study karst, such as the Karst Commission of the International Association of Hydrogeologists, is four-fold: 1) To resolve the scientific challenges and problems presented in the quest for a complete understanding of karst, 2) to develop and manage the various resources associated with karst terrains, 3) to prevent and mitigate the environmental problems resulting from the physical characteristics of karst, and 4) to cope with potential engineering problems. We believe additional understanding of hydrological phenomena of karst can be gained by careful evaluation of the relative

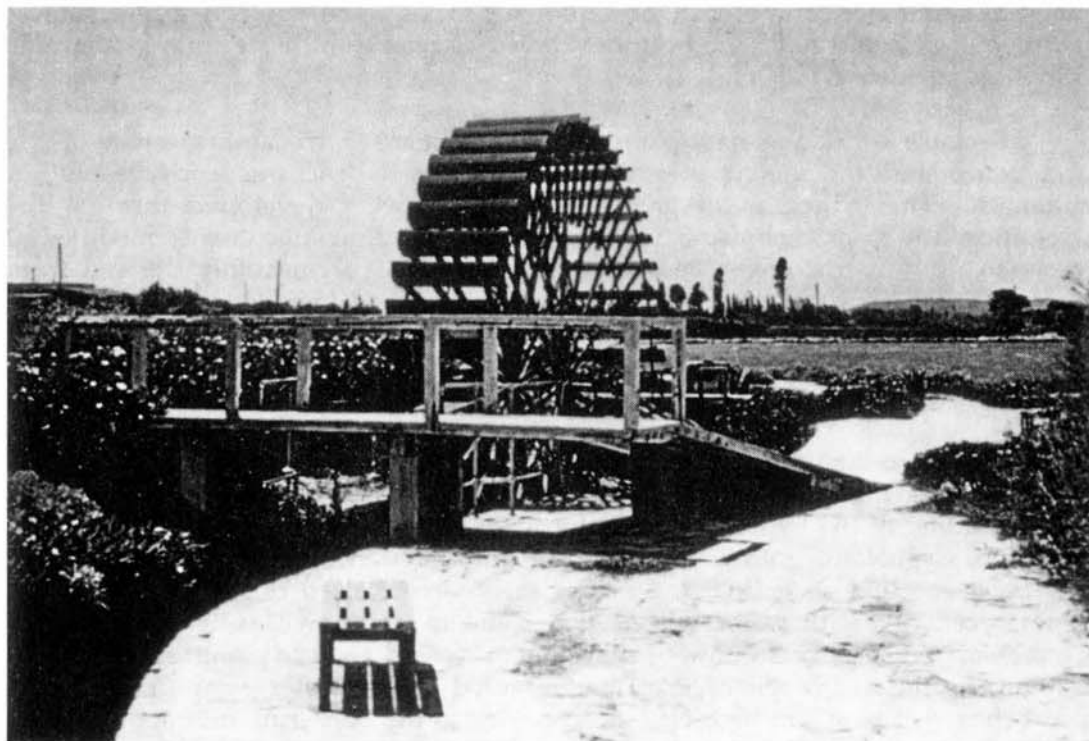


Figure 1. Water wheel on the island of Cephalonia used to generate energy from the seawater flowing into a sinkhole.

significance of the various processes that control the formation of karst features and the consequent occurrence and movement of groundwater. Any serious coverage of the myriad of karst features and the range of processes necessitates a global study of karst terrains.

It has been more than 20 years since Herak and Stringfield completed preparation of their classic volume, "Important Karst Regions of the Northern Hemisphere," which was a modern compilation of the understanding of the geology of karst in various parts of the world. More recent publications that serve as a guide to current thinking of karst phenomena are by White (1988), White and White (1989), James and Choquette (1988), Dreybrodt (1988), Brahana and others (1988), Ford and Williams (1989), and Palmer (1990). Another important publication is the extensive bibliography on the history of karst research, prepared by Zötl (1989), preceded by a most informative narrative. It is hoped that this book will be viewed as a sequel to Herak and Stringfield's work and will provide additional descriptions, insight, and understanding gained from research during the past two decades.

The Karst Commission has had 20 meetings and field trips to study hydrogeology of karst in various parts of the world. For each of these field trips a guidebook was prepared by the host group; the conception for this book was to provide a compilation of the essence of these guidebooks and to preserve the information in an organized and systematic manner. The chapters based on the various meetings and field trips are as follows:

			Author and chapter number
1970	October 19-22	Neuchatel,	Burger, 9
1971	September 27- October 2	Montpellier	—
1972	October 9-14	Rome	Boni, 8
1973	October 1-3	Split	Komatina, 13
1974	September 23-24	Montpellier	Avias, 5
1975	September 20-27	Huntsville	Lamoreaux, 27
1976	September 20-26	Salzburg	Zötl, 11
1977	July 21-26	Birmingham	Gunn, 2
1978	May 23-27	Dublin	Drew, 1
1980	July 10-11	Paris	
1981	September 29 - October 5	Sukhumi	Buachidze, 17
1982	August 31- September 4	Czechoslovakia	
1983	August 30 - September 4	Budapest	
1984	August 10	Moscow	Buachidze, 17
1985	July 11	Ankara	Back and Gunay, 16
1986	September 17-21	Trebinje	Milanovic, 12
1987	September 26- October 4	Montpellier	Droque, 7 Paloc, 4

1988	October 11-14	Guilin	Yuan, 20
1989	July 20-28	Orlando	Stewart, 28
		Yucatan	Back, 29
1990	October 7-16	Antalya	Back and Gunay, 16

Organization of this Volume

In considering how to coordinate this global coverage of karst studies, we saw an opportunity to suggest the hypothesis that some karst features may be associated with their relative position on a tectonic plate. A similar idea was proposed by Morisawa, (1973) for geomorphic configuration. She suggested that the geomorphology of an area can be related to 1) the kind of plate junction, 2) the type of movement at junctions, and 3) variation in spreading rates of the sea floor. Therefore, in order to demonstrate the role, if any, of plate tectonics on the formation of karst, we have organized the chapters of the study areas according to their position on a plate. The locations of the studied karst areas are plotted on a map of the world showing the tectonic plates (Fig. 2), with more detail for Europe (Fig. 3). This arbitrary decision was made, in part, to raise such questions as: Are there similarities or differences in karst features that are influenced by their relative position on a tectonic plate? That is, if all other processes remain constant, do the karst features differ if they are on a platform away from the edges of a plate? How do the features differ if they are on the edge of a compressional front, versus the extension or tensional edge of the continent, such as in western North America? What influence does migration of plates have on the formation of karst features at the point of collision, such as the African plate moving against the Eurasian plate to form the Alps, the Dinarids of Yugoslavia, the Hellenides of Greece, and Taurids of Turkey? How important is the overthrusting of the ophiolites of the ocean floor on karst? Would the karst of Ireland and England be appreciably different if these areas were closer to or farther removed from the spreading zone of the Atlantic Ocean?

Within each plate we arranged the chapters to help emphasize the possible similarities of the areas. That is, for the Eurasian plate we began at the western edge with Ireland and England and continued down through Spain and France, all of which are on the relatively stable portion of the plate and perhaps not influenced by the migration of the African plate. The next sequence of chapters cover Italy, Switzerland, Germany, Austria, Yugoslavia, Greece, and Turkey, for which all the geology is dramatically influenced by the migration of the African plate. The karst of the Caucasus in West Georgia has also been influenced to some extent by the overthrusting of ophiolites. This section ends with the chapters on Poland which are representative of karst from the relatively flat and tectonically stable mid-continent areas. One of the smallest world plates is the Arabian plate in which the karst is represented by the chapter on Israel. The chapters on China, Tasmania, and South Africa discuss karst areas that are relatively far removed from the plate boundaries. The chapters from the North American plate are arranged primarily from the west toward the southeast; that is, the Basin and Range Province is described first and

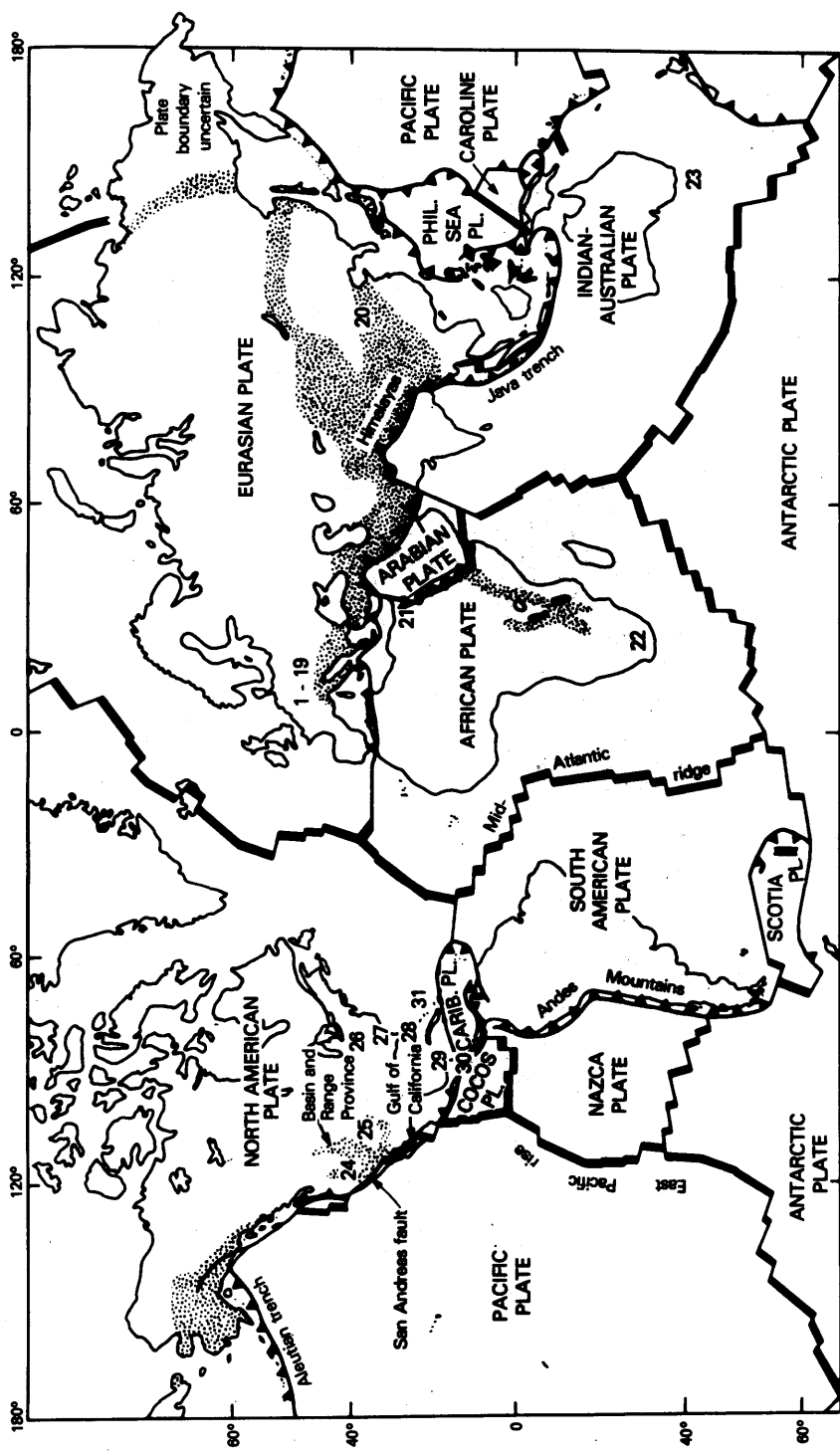


Figure 2. Location of study areas discussed in the chapters indicated by number are shown on a simplified map of the lithospheric plates of the world. The plate boundaries are divided into spreading axes (double lines), transform faults (single lines), and convergent or subduction zones (barbed lines on overriding plate). Stippled areas within continents are regions of active deformation away from plate boundary. (Base map is from Burchfiel et al., 1982. Published with the permission of Macmillan Press.)



Figure 3. Simplified physiographic map showing the location of study areas discussed in the chapters for the western part of the Eurasian plate.

followed by a paper on the karst features of the mid-continent; after a discussion of deposition of travertine in the Appalachian Mountains is a discussion of karst in the southeastern coastal plain and in Florida. The chapters on the West Indies and Costa Rica discuss karst areas that are either on or near the edge of the Caribbean plate.

Postscript

As indicated in the Preface and Foreword, this is one of a continuing series of books prepared by the Karst Commission of IAH. Several others are in various stages of preparation and are being written in cooperation with the International Geologic Correlation Program (IGCP) Project 299: Geology, Climate, Hydrology, and Karst Formation, which is under the leadership of Yuan Daoxian, Institute of Karst Geology, Guilin, China (for a summary of the organizational meeting, see Yuan and Back, 1991). These books cover such topics as comparison of karst basins; coastal karst; karst engineering; morphometry and controls on polygonal karst; reconstruction of paleo-environments on the basis of karst information; impact of human activities on karst water; and environmental archaeology of karst areas.

REFERENCES

- Back, W., and Arenas, A. A., 1989, Karst terrains: Resources and problems: Nature and Resources, Special Issue, Unesco, p. 19-26.
- Brahana, J. V., Thrailkill, J., Freeman, T., and Ward, W. C., 1988, Carbonate rocks, *in* Back, W., Rosenshein, J. S., and Seaber, P. R., eds., Hydrogeology: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. 0-2, p. 333.
- Burchfiel, B. C. and others, 1982, Physical Geology: The structure and processes of the earth: Ohio, Charles E. Merrill, 501 p.
- Dreybrodt, W., 1988, Processes in karst systems: Physics, chemistry, and geology: New York, Springer-Verlag, 288 p.
- Ford, D. C., and Williams, P. W., 1989, Karst geomorphology and hydrology: London, Unwin Hyman, 601 p.
- Herak, M., and Stringfield, V. T., 1972, Karst: Important karst regions of the Northern Hemisphere: Amsterdam, Elsevier Publishing, 551 p.
- James, N. P., and Choquette, P. W., 1988, Paleokarst: New York, Springer-Verlag, 416 p.
- LeGrand, H. E., 1984, Environmental problems in karst terranes, *in* Castany, G., Groba, E., and Romijn, eds., Hydrogeology of Karstic Terrains: International Contributions to Hydrogeology, v. 1, p. 189-194.
- Morisawa, M., 1973, Plate tectonics and geomorphology: abstract for Northeastern Section Meeting, Geol. Soc. Am., Allentown, Pennsylvania, p. 197.
- Palmer, A. N., 1990, Groundwater processes in karst terranes, *in* Higgins, c. G., and Coates, D. R. eds., Groundwater geomorphology; The role of subsurface water in earth-surface processes and landforms: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 252, p 177-209.
- Yuan Daoxian, and Back, W., 1991, IGCP Project 299: Geology, climate, hydrology, and karst formation: Episodes, v. 14, no. 1, p. 80-81.
- White, W. B., 1988, Geomorphology and hydrology of karst terrains: New York, Oxford University, 464 p.
- White, W. B., and White, E. L., 1989, Karst Hydrology: Concepts from the Mammoth Cave area: New York, Van Nostrand Reinhold, 346 p.
- Zoetl, J. G., 1989, Bibliography of the history of karst research: *in* LaMoreaux, P. E., ed., Hydrology of limestone terranes: International Contributions to Hydrogeology, v. 10, p. 1-49.

The Editors
October, 1991

HYDROGEOLOGY OF KARSTIC TERRAINS OF IRELAND

DAVID DREW
Department of Geography
Trinity College
Dublin 2
Ireland

INTRODUCTION

After presenting an overview of the karst of Ireland, this paper concentrates on the karst features of a limestone plateau - the Burren in County Clare. The emphasis of this paper is on the topographical evolution and the hydrogeology of the karst.

The Geological History of Irish Karst

The geological history of Ireland indicates that erosion and karstification of limestone took place at numerous times. Because the Lower Carboniferous Dinantian sedimentation, to which the main Irish limestones may be assigned, ended some 325 million years ago, there has been ample time for such karstification. Within the Dinantian itself, there are many irregular erosional gaps, and there was considerable erosion of the Dinantian before it was succeeded by shale and sandstone sedimentation.

The Lower Carboniferous limestone was thereafter exposed to erosion and karstification, and possibly covered by Mesozoic formations that were subsequently removed. We know that in the Cretaceous or early post-Cretaceous times there was active karstification; the minor Cretaceous deposits of the south of Ireland are all found in collapse structures in the limestone. This karstification could have occurred when deep circulation of the ground water was possible, and some present karstification may be reactivation of such old karst. The extent of karstification throughout the Tertiary is uncertain due in part to the subsequent cover of Quaternary deposits. While it seems certain that no Tertiary deposits of any extent were laid down in Southern Ireland, and that the Dinantian limestones were exposed to erosion, the search for Tertiary topography and geomorphology has proved difficult with only fragmentary evidence yet discovered (Mitchell, 1980).

The last main glaciation of Ireland, the Midlandian, ended only some 15,000 years ago. It smeared much of Ireland with its boulder clays and outwash sands and gravels, and it was responsible for the present lowland topography characterized by numerous lakes and poorly integrated river systems. Some information on the buried topography has been obtained from drilling, road cuttings, and from geophysical survey. Interpretations of the buried topography often indicate an irregular landscape, so irregular that interpretation of this complex situation from a few scattered observations remains unreliable. In terms of a study of the present-day karst and karstification of Ireland, this poses a basic problem. How much of the Irish karst has been formed during the past 15,000 years, and how much of it belongs to

earlier interglacials and even to the Tertiary? Present rates of karstification have been studied (e.g., Williams and Jennings, 1968), but this sheds only limited light on the problem. Again, many of the underground drainage channels in the limestone were filled with outwash sand and silt from the melting ice, so these were certainly formed before the last glaciation (Coxon and Flegg, 1985, 1987).

Karst Regions in Ireland

Although Carboniferous limestone crops out over some 40% of the area of the Republic of Ireland, only a fraction of this area may be regarded as karstified—assuming a hydrological rather than a geomorphological definition of karstification. Figure 1 indicates the extent of the limestone outcrop together with those areas in which surface runoff is almost wholly absent and which are, therefore, termed karstic. Karstification is best developed on plateau areas standing some 200-500 m above the surrounding lowlands. Such plateaus include the Burren of County Clare, the Cuilcagh upland of Counties Fermanagh and Cavan, and the isolated uplands of Counties Sligo and Leitrim. Over parts of the limestone lowlands of Counties Clare, Galway, Mayo, and Roscommon in western Ireland, karstic conditions are less dominant. It seems probable that this results from preglacial subterranean conduits being largely infilled by glacial deposits and that the process of removal of this fill by ground water is yet incomplete. In areas of limestone where the glacial deposits are thicker, as over much of Ireland east of the River Shannon, karst features are subdued or absent.

The best developed karst areas of Ireland rarely have productive aquifers (Fig. 2). Indeed, those limestones which function as adequate aquifers are those with only limited karst features and tend to be coincident with the folded limestones of southern and southeastern Ireland (Wright, 1985).

For the purpose of this paper, the Burren plateau karst of County Clare was selected for more detailed description because it is perhaps the nearest approach to a holokarst in Ireland, and other aspects are also well known to the scientific world.

THE KARST OF THE BURREN

The Burren region of northwest County Clare (Figs. 1 and 3) is perhaps the most internationally renowned karst region of Ireland with its considerable floristic and archaeological interest. Defined in hydrological terms, the Burren (Gaelic for stony place) is the best example of a plateau karst in Ireland despite the fact that many of its landforms result, at least to some extent, from glacial rather than karstic processes.

The plateau surface lies at 200-300 m above sea level and extends over about 350 km². Its northern and western flanks fall steeply to the Atlantic Ocean. Its eastern limit terminates equally abruptly in a scarp bounding the limestone lowlands of Counties Galway and Clare (Fig. 4). To the south, the limestone units dip gently beneath younger Carboniferous strata to form a geological, rather than topographical, boundary.

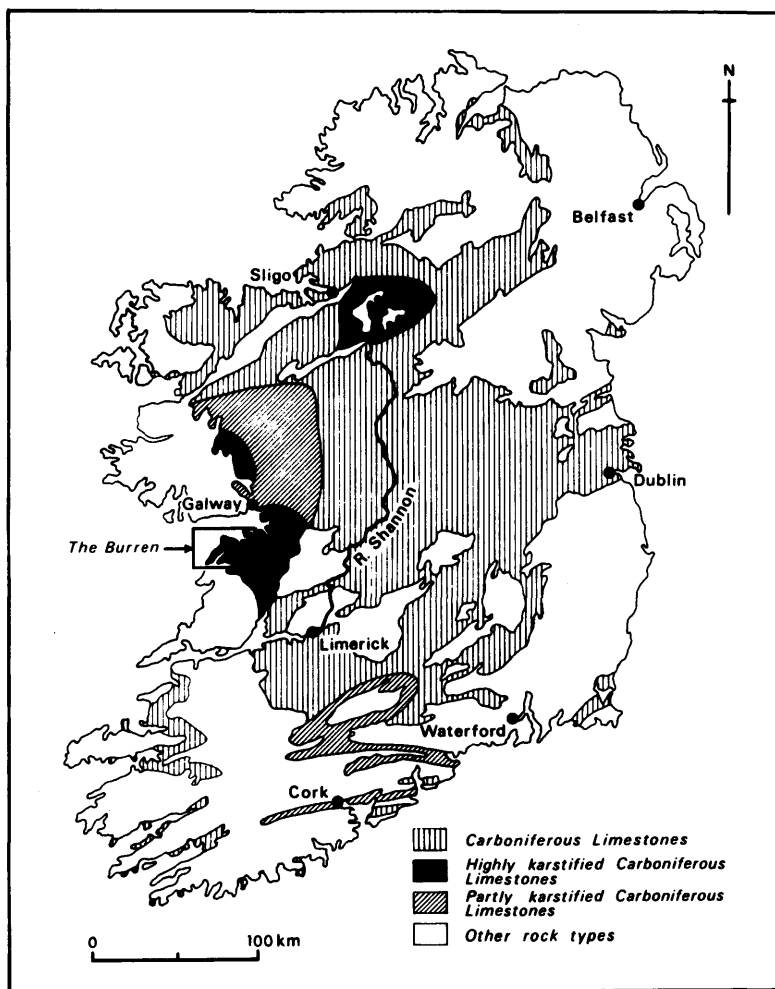


Figure 1. Limestone outcrops and karstified limestones in Ireland.

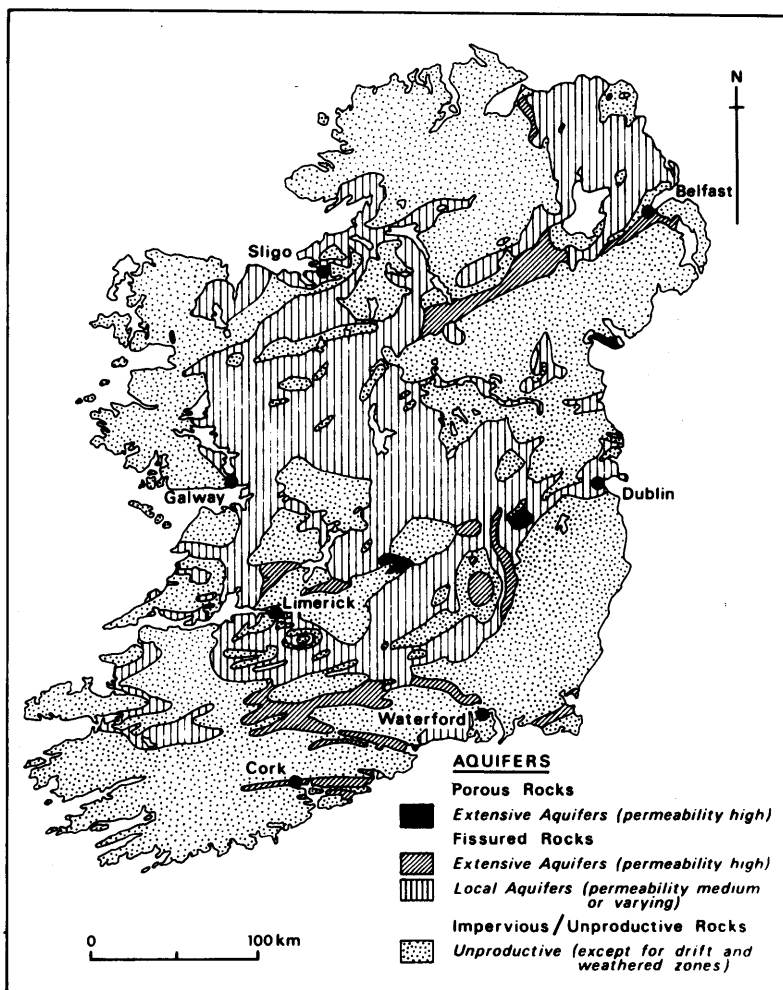


Figure 2. A simplified hydrogeological map of Ireland (based on Geological Survey of Ireland map).

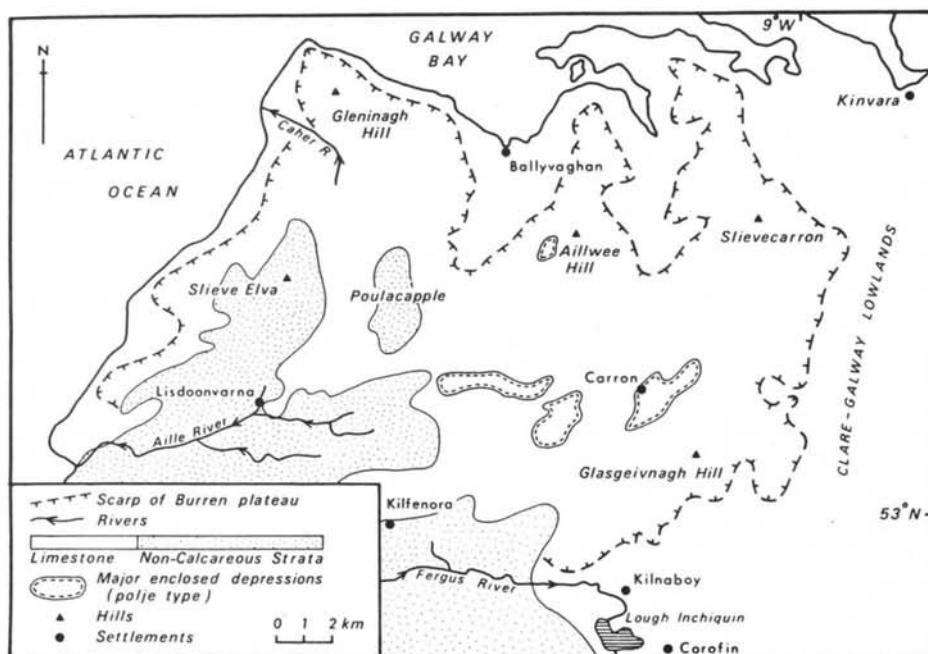


Figure 3. The Burren plateau showing geology, surface drainage, and settlements.



Figure 4. Photograph of the northern scarp of the Burren plateau at Ballyvaughn. To the left is the drift-floored re-entrant valley and to the right is the barren scarp developed within the massive (lower) and terraced members of the Asbian limestone.

In appearance, the Burren most closely resembles the Craven uplands of Northwest England with which it shares similar geological conditions and Quaternary geomorphic history rather than the classic upland karsts of other parts of Europe. However, in hydrogeological character, the two areas have few similarities other than in the ubiquitous karst characteristic of the absence of surface drainage.

Geology and Geomorphology

The Burren karst is developed in Visean Carboniferous limestone with two stages, the Brigantian (upper) and Asbian (lower), comprising the great majority of the exposed strata. The Asbian limestone is subdivided into two groups which have geomorphological and hydrological relevance. A massive unit, 70 m thick with few joints or bedding planes, is overlain by a 140 m thick strongly bedded sequence of limestones and underlain by a similar sequence some 150 m thick. The massive unit forms steep, uniform slopes or cliffs, whereas the bedded units form tiers of stepped terraces. The bedded limestones include both minor (5-15 mm thick) and major (up to 600 mm thick) shale layers. In some instances the shale provides a major obstacle to the vertical infiltration of recharge water, thus greatly influencing ground-water behavior in the aquifer (Daly, 1977).

The uppermost stage of the Carboniferous limestone is the Brigantian, characterized by more coarse-grained rocks than the Asbian and incorporating numerous nodules or sheets of chert between beds of limestone. The Brigantian limestone tends to be more susceptible to the processes of mechanical weathering than the Asbian is and, hence, provides the mineral-grain skeleton for better developed rendzina soils than are found on the mechanically more resistant limestones. Resting unconformably on the Brigantian limestone are the Namurian strata, the basal shales of which grade upwards into a sequence of calcareous shales, phosphatic shales, siltstones, and sandstones. In the western Burren, the Namurian rocks project northward to form the uppermost part of the hills of Slieve Elva and Knockauns, whereas the adjacent hill of Poulacapple is capped with a thin outlier of Namurian shale (Fig. 3).

The Carboniferous rocks of the Burren are tilted to the SSW (dips of 1-5°) over much of the area, with gentle monoclinic folding along NNE axes becoming visible in the eastern Burren. Two major joint sets, N-S and E-W, occur over the whole area, their relative dominance and spacing varying locally (Fig. 5). Faults are uncommon, and fault-induced fractures are often filled with calcite or associated with pod mineralization. The slight inclination of the rocks of the Burren plateau forms an extensive dip-slope, declining gradually in altitude from north to south and contrasting with the steep, sometimes vertical, north-facing scarp slope. The Burren upland consists of several plateau surfaces at different altitudes between 200 and 300 m above sea level. These may be either structural surfaces or ancient erosional levels (Sweeting, 1955; Drew, 1975).

The major landforms of the Burren (Williams, 1970; Drew, 1973) are: 1) large re-entrant valleys fretting the northern flank of the Burren (for example, the Ballyvaughan valley), 2) a series of dry valleys, often gorge-like, many of which are

the fragments of a former dendritic network developed on the dip slope and draining to the south, and 3) numerous enclosed depressions ranging in size from doline-type features less than 15 m deep and 0.5 km² in area to miniature polje features several square kilometers in floor area (for example, the Carron depression).

The Burren was glaciated on at least two occasions during the Pleistocene, the most recent ice advance being from the north-northeast (Farrington, 1965) and the penultimate advance from the mountains to the north of Galway Bay. In each instance, erosive action was predominant with depositional material being confined to the larger enclosed depressions and re-entrant valleys. For the greater part of the last cold phase, the Burren experienced periglacial rather than glacial conditions, though limited data from speleothem dating suggest that calcite deposition, and, hence, presumably at least limited circulation of ground water, took place at all times except for the period from 14,000 to 27,000 years ago.

True mineral soils are developed only on the patches of glacial drift, and rendzina soils, 5-20 cm in depth, prevail elsewhere (Finch, 1971). Some 20% of the plateau consists of bare rock, limestone pavement, or weathered bedrock surfaces, *felsen-meer*, while a further 30% is comprised of a mosaic of rendzinas and bare rocks (Plunkett Dillon, 1985). Present-day vegetation is dominantly grassland, with *Corylus* scrub in sheltered locations.

Water Budget

Located on the extreme Atlantic fringe of Europe (53°N, 9°W), the Burren experiences a maritime temperature climate. The mean annual temperature of 9°C incorporates a range of only 8°C between the warmest and coolest months, and the climate is uniformly humid and moist. No month of the year receives more than 12% nor less than 6% of annual precipitation. There are no long-term precipitation data available for the Burren plateau itself, but by extrapolation from nearby stations it is probable that mean annual precipitation is about 1,500 mm. Potential evaporation is theoretically about 400 mm, but the actual is probably less due to both the rapid infiltration of rainfall on the areas of bare limestone and to the restricted capacity for soil moisture storage in the thin rendzina soils.

Because of the above factors and because all rainfall excess infiltrates rather than forms surface flow, aquifer recharge represents a high proportion, 70-75% of precipitation input. This is equivalent to a ground-water discharge rate of about 11.9 m³/s or a specific runoff of about 3.4 m³/s in 100 km², a value 180% of that for the surrounding non-karstic areas.

Nature of the Ground-Water Flow

Ground water in the Burren limestone is restricted to secondary openings, joints, and bedding partings, because the rock possesses negligible primary porosity or permeability. Solutional enlargement of these secondary openings is widespread, particularly in the uppermost 10-50 m of limestone and where calcareous glacial drift is not present at the surface. Ground-water flow is shallow, 5-50 m below the

surface, and often compartmentalized into groups of beds that are separated by relatively thick, impermeable shale beds or chert-rich zones. The quantity of ground water within any one of these sub-units of the aquifer depends upon its thickness and the area available for recharge. Thus, ground-water flow is dominantly within the bedding planes, sub-parallel to the surface, and in the down-dip direction. Such shallow ground water may discharge from small springs or seeps if the bedding parting in which it flows intersects the land surface, for example, at the base of a cliff or on the side of a dry valley or closed depression. Even though the water sinks underground again within a few meters, the springs are sources of prime importance over considerable areas of the plateau as a water supply for cattle or for remote farms.

Nowhere is the Burren aquifer confined, and recharge is therefore universal. Over much of the Burren, recharge is diffuse, no surface concentration of flow takes place. Because the Namurian strata are impermeable and overlain by peat in many places, numerous small streams are generated, all of which sink where they flow onto the limestone (Fig. 6). This point recharge of highly aggressive, allogenic water has excavated an extensive series of conduit and cave systems, the exploration of which (Tratman, 1968; Self, 1981) has yielded much useful information concerning underground flow routes. Typically (Fig. 7), caves form dendritic networks with their headwaters along the shale-limestone contact and a dominantly down-dip orientation along the north-south jointing. As with the diffuse ground-water flow, the cave conduits tend to be shallow and, in places, follow a single bedding parting for several kilometers.

Boreholes are uncommon on the Burren, and there has been no systematic collection of data from those which do exist. Such evidence as is available does not indicate the existence of a well-defined zone of saturation, and hence a water table, in the area. Borehole yields vary greatly over distances of only a few tens of meters and some boreholes have encountered no water even at depths as great as 150 m below the surface. Again this suggests that subterranean flow is highly localized in both horizontal and vertical planes.

Rates of ground-water flow have been determined by water tracing experiments and, therefore, are representative only of conduit flow conditions. Estimates of velocities of 50-150 m/hr are typical under baseflow conditions. These rates of flow increase up to three-fold under high-water conditions. These velocities are characteristic of flow in surface channels rather than in fissured-rock aquifers. The rapid turnover time for Burren ground water is demonstrated by the flashy nature of the spring hydrographs (Fig. 8). Springs respond to heavy precipitation within 3-12 hours of its onset irrespective of season, and for most Burren springs the flood hydrograph recession limb is steep, indicating limited storage capacity. Typically, low flows and storm flows at springs are separated by two orders of magnitude.

As is usual in upland karsts, the discharge of water from the Burren limestone aquifer is from discrete springs, of which there are three distinct types (Fig. 6). Overflow springs are located where limestone passes beneath the younger, impermeable Namurian strata, thus forcing at least a part of the ground water to the



Figure 5. Photograph of an area of limestone pavement (lapiez) on the Burren plateau showing the well-developed N-S and E-W fracture systems. In the background the bedrock is covered by a thin rendzina soil that supports a herb-Corylus vegetation.

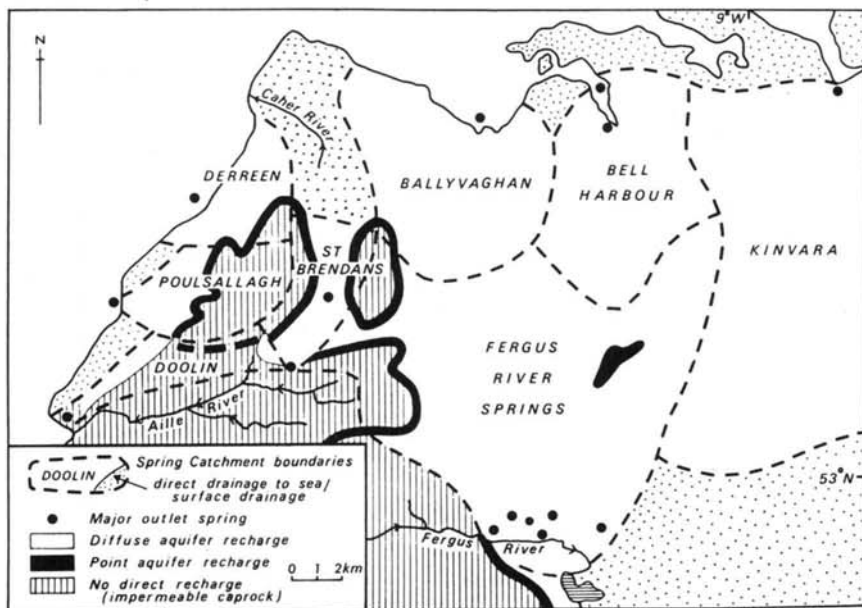


Figure 6. Groundwater hydrology of the Burren is characterized by subterranean catchments, springs, and recharge.

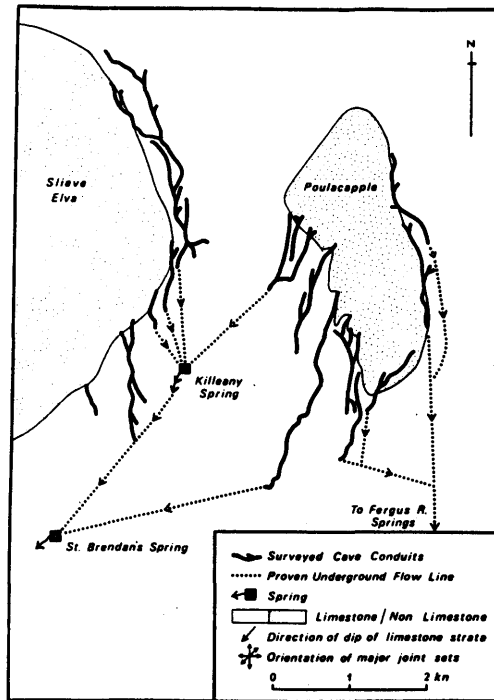


Figure 7. An example of the conduit (cave) systems associated with drainage from the Namurian shale onto the limestone of Slieve Elva area, Burren (after Drew, 1981).

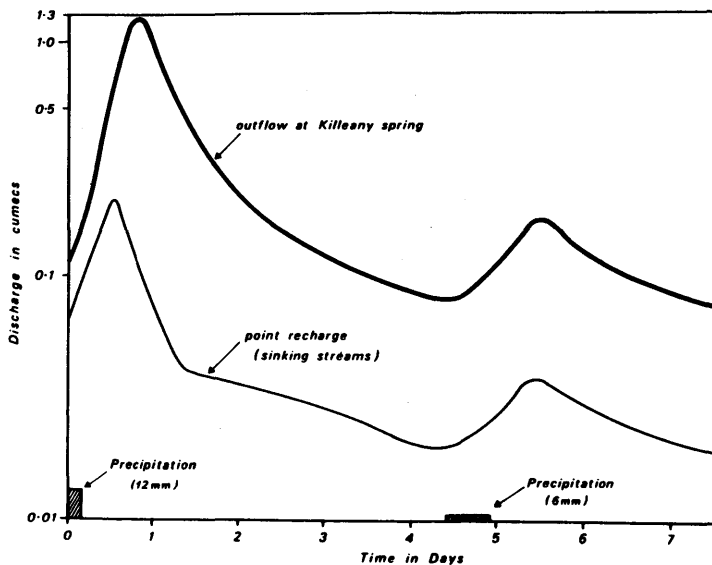


Figure 8. Storm hydrographs in response to two rainfall events: a) at Killeeny Spring and b) at combined sinking streams feeding to Killeeny Spring (based on O'Hara, 1976).

surface, as, for example, at St. Brendan's Well near Lisdoonvarna. There are also springs located at hydrological and often also topographic lows. For example, the eastward-flowing Fergus River (Fig. 3), a tributary of the River Shannon, forms the southern boundary of the Burren and dewater almost 50% of the Burren via a series of springs on the northern bank of the river. Third, there are a series of springs at intertidal or submarine locations along the northern and western shores. Presumably these outlets evolved in response to lower sea levels than at present, and some 20% of the Burren is drained by such peripheral springs.

It is obvious from Figure 6 that geological controls are of great significance in determining ground-water catchments and divides. The greater part of the drainage flows south or south-southwest following the dip of the strata.

Utilization of Ground-Water Resources

The Burren is sparsely populated, about 3,000 people in 1981, and is indeed largely a negative area for settlement, the main clusters of population being peripheral to the plateau. However, the area is agriculturally important with its rich pastures with grass growth continuing almost throughout the year. The summit pastures in particular are used for winter grazing by beef cattle. Reliable water supplies are therefore essential both for domestic use and, in much greater volumes, for cattle. The demand is scattered rather than concentrated, and, hence, numerous small sources of supply are preferable to a few large sources.

The experience of ground-water development via boreholes has proved less than satisfactory with a 50% failure rate. Successful boreholes are used to supply domestic demand and to provide water for adjacent fields, but more remote sites rely on small seepage springs or artificial microcatchments (Fig. 9) to provide adequate supplies. At lower altitudes, many of the larger springs have been tapped for group-based or local authority-sponsored supply schemes. For example, the village of Ballyvaughan is supplied in part from a series of springs located 2.5 km away. Some 540 m³/day is withdrawn from the spring at Killeany (Fig. 10) to supply the town of Lisdoonvarna and much of the surrounding area with a part of its water supply (Drew, 1985). This supply is augmented by water derived from streams generated on the impermeable strata overlying the limestones.

There are disadvantages to the utilization of springs as the main supply sources. The flashy flow regimes of the springs means that reliable safe yields are low in the absence of considerable artificial storage and this is rarely an economic proposition. Secondly, the water that drains to the submarine springs is unusable. Finally, there are often problems of water quality, especially with those springs which are fed predominantly by conduit water. Chemical quality is normally adequate but physical pollution is common, for example, peat staining of water ultimately derived from the Namurian rocks, as is periodic bacterial contamination, probably from decaying animal carcasses in dolines and from septic-tank leakage.

Further supply schemes for the southern Burren envisage importing water from a lake to the south of the Burren. At present, dwellings remote from springs or piped supplies (some 15% of farms) use large tanks filled by runoff from the



Figure 9. Photograph of an artificial micro-catchment on the Burren designed to collect and store water for use by cattle.



Figure 10. Photograph of the karst spring at Killeany together with the pumping station which withdraws much of the outflow.

house roof as their sole source of water. As early as 1875, a paper by Andrews commented on the scarcity of water in the area.

The Burren is typical of upland karstified limestone regions throughout the world in the localized and unpredictable nature of its ground-water supplies. Despite the abundant recharge, shallow ground-water flow, and a relatively low demand for water, providing adequate supplies is still a considerable problem. The result of several weeks without rain is that water has to be brought into the area by road tanker and sold to farmers to replenish their supplies. The reason for this shortage amidst plenty derives from the character of the karstic aquifer. Ground-water flow rates are rapid and storage capacity is slight (0.1-1%), while the scattered nature of the demand discourages the establishment of major supply schemes with adequate artificial storage. The reaction of those with responsibility for water supply has been to turn elsewhere for sources rather than to attempt a survey of ground-water resources on the Burren in sufficient detail to allow for optimal exploitation of such resources.

In the future, the water-supply problem is likely to be exacerbated. Higher standards of living and more efficient farming methods will create a higher demand, while water quality is likely to deteriorate as a consequence of economic development. In particular, the construction of silage storage pits and the rapid increase in the use of nitrogenous fertilizers make it probable that both point and diffuse contamination of ground water will occur with greater frequency than at present, in an aquifer with virtually no mechanism for natural filtration or purification.

CONCLUSIONS

The striking geomorphology of the Burren karst is due to intensive but shallow karstification of the sub-horizontal limestones exposed by the removal of the Burren's earlier Namurian cap during the last glaciation which ended some 15,000 years ago. With almost no surface runoff, no ponds, and very shallow soils, infiltration is high, of the order of 70-75% of the precipitation and almost double that in surrounding non-karstic areas. Ground water circulates mainly at shallow depths giving rise to numerous small springs whose discharge quickly reinfilters. Eventually, the ground water is discharged from springs on the periphery of the plateau, some of which are submarine. These springs show a rapid response to rainfall, indicating little underground storage and a very quick throughput of ground water. The provision of water supplies to some 3,000 inhabitants and to stock presents many problems in social, technical, and economic terms.

REFERENCES

- Coxon, P. and Flegg, A., 1985, A Middle Pleistocene Interglacial deposit from Ballyline, Co. Kilkenny: *Proc. Royal Irish Academy*, 85B (9), p. 107-120.
- Coxon, P. and Flegg, A., 1987, A late Pliocene/early Pleistocene deposit at Pollnahallia, near Headford, County Galway: *Proc. Royal Irish Academy*, 87B (2), p. 15-42.
- Daly, E.P., 1977, A hydrogeological investigation on Inismaan, Aran Islands: Geological Survey of Ireland, Internal Report No. 3, Groundwater Division.
- Drew, D.P., 1973, A preliminary study of the geomorphology of the Aillwee area central Burren, Co. Clare: *Proc. Univ. Bristol Speleological Society*, 13 (2), p. 227-244.
- Drew, D.P., 1975, Landforms of the Burren, Co. Clare: *Irish Geographical Viewpoint*, 4, p. 21-38.
- Drew, D.P., 1985, Field excursion notes on the Burren Karst and the limestone lowlands of Co. Galway: in Impact on agriculture on groundwater in Ireland, Irish National Committee for Int Hydrol. Programme, p. 159-166.
- Farrington, A., 1965, The last glaciation in the Burren, Co. Clare: *Proc. Royal Irish Academy*, 64(B), p. 33-39.
- Finch, T., 1971, Soils of Co. Clare: An Foras Taluntais, Dublin.
- Mitchell, G.F., 1980, The search for Tertiary Ireland: *Journal Earth Sciences*, Royal Dublin Soc., 3, p. 13-33.
- O'Hara, A., 1976, Aspects of the Limestone Hydrology of the Killeany drainage basin, Co. Clare: Unpublished B.A. Dissertation, Dept. of Geography, Trinity College, Dublin.
- Plunkett Dillon, E., 1985, The Field boundaries of the Burren, Co. Clare: Unpublished PhD thesis, Department of Geography, Trinity College, Dublin.
- Self, C., 1981, Caves of Co. Clare: University of Bristol.
- Sweeting, M. M., 1955, The landforms of northwest Clare, Ireland: *Trans. Inst. British Geographers* 21, p. 33-49.
- Tratman, E.K., 1969, The Caves of North-West Clare, Ireland: University of Bristol Speleological Society, David & Charles, Newton Abbot, p. 256.
- Williams, P.W., 1970, Limestone morphology in Ireland in Stephens, N., Glasscock, R. eds., *Irish Geographical Studies*: Queen's University Belfast, p. 105-24.
- Williams, P.W. and Jennings, J.N., 1968, An Evaluation of the Rate and Distribution of Limestone Solution and Deposition in the River Fergus Basin, Western Ireland: in Contributions to the Study of Karsts: Australian Nat. Univ. Res. Sch. Pacific Studies, p. 1-40.
- Wright, G.R., 1985, An Outline of the Hydrogeology of the Southern Water Resources Region. in Impact of Agriculture on Groundwater in Ireland: Irish meeting of the IAH Commission on Impact of Agriculture on Groundwater. Published by the Irish National Committee of the International Hydrological Programme.

HYDROGEOLOGICAL CONTRASTS BETWEEN BRITISH CARBONIFEROUS LIMESTONE AQUIFERS

JOHN GUNN
Limestone Research Group
Manchester Polytechnic
Chester Street
Manchester M1 5GD
England

INTRODUCTION

Carbonate rocks are abundant in England and Wales but are less common in Scotland. Virtually every period of the geological column from the Precambrian to the Cretaceous is represented (Fig. 1). However, the outcrops are often small and fragmented, and only the rocks in four systems, the Cretaceous (chalk), the Jurassic (limestone), the Permian (dolomitic limestone), and the Carboniferous (limestone), underlie areas which are sufficiently large and contiguous to constitute significant aquifers. Other formations such as the Devonian limestone and the Cambro-Ordovician Durness carbonates are sometimes developed for local water supply.

Atkinson and Smart (1981) attempted to classify and compare the characteristics of British limestone aquifers, and an amended version of their classification is presented as Figure 2. It is suggested that the spectrum of flow characteristics from laminar, diffuse flow to turbulent, wholly conduit flow be divided into three segments. Segment one comprises those aquifers in which there is intergranular storage and fractures provide both storage and the main lines of flow. Fissure flow and even conduit flow may take place locally under particularly favorable conditions. In segment two, the intergranular component becomes less important and most flow is through fractures and increasingly integrated fissure systems with occasional conduits. Conduits become progressively more important in segment three and fissures less so, although they may still provide storage for water. There is also a spectrum of aquifer rock and spring discharge characteristics (Fig. 2). Recharge to segment one aquifers is dominantly diffuse autogenic, and it is only where there are more concentrated inputs that conduits develop. In segments two and three, the percentage of concentrated recharge increases, and it is generally a mixture of autogenic (closed depressions) and allogenic (sinking streams and interstratal depressions) components. In the aquifer rock mass, the ratio of distributary to tributary junctions decreases as drainage becomes progressively more integrated, whilst at the risings, the ratio of quickflow to base flow increases as a result of both the more concentrated recharge and the greater integration of the drainage network.

It is apparent from Figure 2 that the most karstic aquifers are those in the Carboniferous limestones and in the Cambro-Ordovician Durness carbonates. As the latter only crop out over a relatively small area, the remainder of this chapter is devoted to explaining the geologic controls on the karstification of the

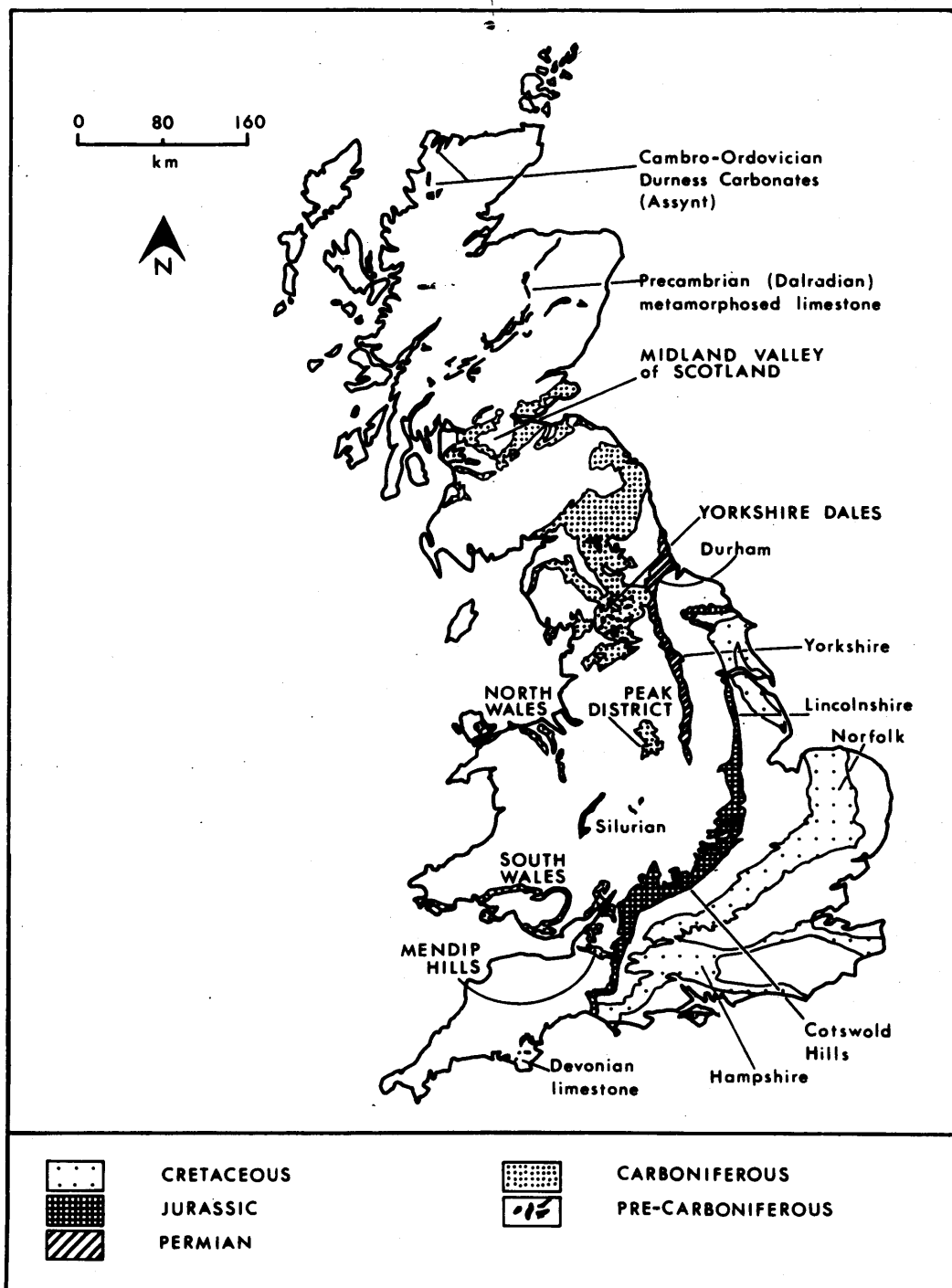


Figure 1. British limestone regions.

Carboniferous limestones and the hydrogeologic contrasts between the Carboniferous Limestone aquifers.

CARBONIFEROUS LIMESTONE AQUIFERS

Limestones belonging to the Carboniferous System, of Dinantian age, crop out extensively in northern England, the Peak District, North Wales, South Wales, and the Mendip Hills (Fig. 1). Limestones of a similar age were deposited in Mid-Northumbria and the Midland Valley of Scotland (Fig. 1), but they are of a different facies and, because they are thinly bedded, argillaceous, and dolomitic, they are poorly karstified. The Dinantian limestones of England and Wales (generally referred to as the Carboniferous Limestone) contain the most complete assemblage of surface karst landforms and the largest and best developed underground drainage networks in Britain with over 500 km of accessible cave passage (Hardwick and Gunn, 1989). There are reef, basin, and massive limestones with a range of lithologies but virtually all are compact and well jointed. The primary porosity (0.001-1.0%) and intergranular hydraulic conductivity (0.001-0.01 m/day) are very low, the specific yield of the main body of rock is negligible, and ground-water flow is almost entirely along solutionally enlarged joints, fractures, and bedding planes. These form complex branching conduit systems which differ from the fracture and conduit systems of the Permian and Mesozoic limestones both in their size and frequency and also in the frequency of tributaries (common) and distributaries (much less common). Hence, they are more obviously karstic and in many cases are analogous to "a surface stream with a roof."

Underground flow velocities through the conduits are generally rapid (100-500 m/hr) but vary with the nature of the underground drainage system and the hydrological state. In general, velocities increase with output discharge, the rate of increase being a function of the relative amounts of vadose and phreatic passage in the system (Stanton and Smart, 1981; Gunn, 1986a). Vertical flow velocities through the unsaturated zone are much more variable but generally increase with the physical size of the route followed. Water flowing along fractures and discharging as vadose seeps in caves may take several months to travel from the surface, whereas vadose flows via fissures and shaft flow via conduits have velocities approaching those of underground streams (Gunn, 1974; Friederich and Smart, 1982).

Atkinson and Smart (1981) suggest, on the basis of work by Atkinson (1977) in the Mendip Hills, that the majority of ground-water storage in the Carboniferous Limestone is in non-karstic fissures and fractures and that the main function of the conduits is in the transmission of flow. This latter point is not disputed, but the evidence for storage in fissures and fractures is considered to be more equivocal. Friederich (1981), who also worked in the Mendip Hills, found that a large proportion of the drainage was stored in the unsaturated zone. He identified two main storage areas, the soil zone and the uppermost 5-10 m of weathered limestone, the subcutaneous zone. Similar results have been obtained in other areas and Gunn (1986b) has argued that diffuse storage in the saturated rock mass is less significant than has hitherto been supposed and that storage in the unsaturated zone is correspondingly more significant.

Although Dinantian limestone crops out widely, many of the outcrops are scattered and broken and this has inhibited the development of integrated underground drainage systems. The most important areas for both surface and underground karst landforms are the Yorkshire Dales, the Peak District, the Mendip Hills, and South Wales (Fig. 1). Detailed accounts of the limestone and caves of these four areas have been published (Waltham, 1974; Ford, 1977; Smith and Drew, 1975; Ford, 1989). They have similar climates and roughly comparable altitudes but differ in their hydrogeology as a result of different environments of deposition, tectonic history, cover deposits, and glacial history. They have also had their drainage modified in differing ways and to differing degrees by human activities over the last 500 years. These contrasts and the hydrogeological controls will be explored by reference to each area in turn.

The Carboniferous Limestone in the Yorkshire Dales

The region generally known as the Yorkshire Dales is bounded to the west by the Dent Fault, to the south and southwest by the Craven Fault system, and to the east by clastic rocks of Namurian age. Following Waltham (1974), the southern watershed of Wensleydale will be taken as the northern boundary because this marks the end of the main outcrops of rocks of Great Scar facies, the major limestone unit (Fig. 3). Thinner Limestones of Yoredale facies extend to the north but have a distinctly different type of karst geomorphology and hydrogeology. The outcrop of the Great Scar facies has an irregular shape being broadly orientated along the major river valleys (the Dales) but with several inliers and outliers of impermeable rocks. The region is situated on the southwest section of the Askrigg Block, an uplifted area which is largely bounded by faults. The geological structure is relatively simple with a gentle dip to the north, interrupted by several very gentle folds with east-west axes, and then a gentle easterly dip off the Pennine anticline along the eastern outcrops. The stratigraphy of the main cavernous areas has been summarized by Lowe (1986) and the main geomorphological and hydrological features are discussed in Waltham (1974).

Influences on Underground Drainage Evolution

The principal influences on the development of underground drainage in the Yorkshire Dales are the basement rocks, vertical and horizontal planes of weakness (joints, faults, and bedding planes), horizontal permeability barriers (shales and micritic horizons), the dip of the limestone beds, glaciation, and tectonism. The limestone is unconformably underlain by an undulating basement of impermeable pre-Carboniferous rocks which form the local base level for drainage. This presence of impermeable strata relatively close to the surface is one of the main features distinguishing the karst of the Yorkshire Dales from other British Carboniferous Limestone karst areas. Where the basement rocks crop out in valley floors, the limestone on the bordering plateaus is largely free-draining with only relatively short, perched phreatic zones, forming a classic holokarst. However, where the basement lies beneath the valley floor there are generally fewer risings but with longer phreatic zones. Good examples of these contrasting hydrogeological situations are provided by Chapel-le-Dale, in which the basement crops out, and

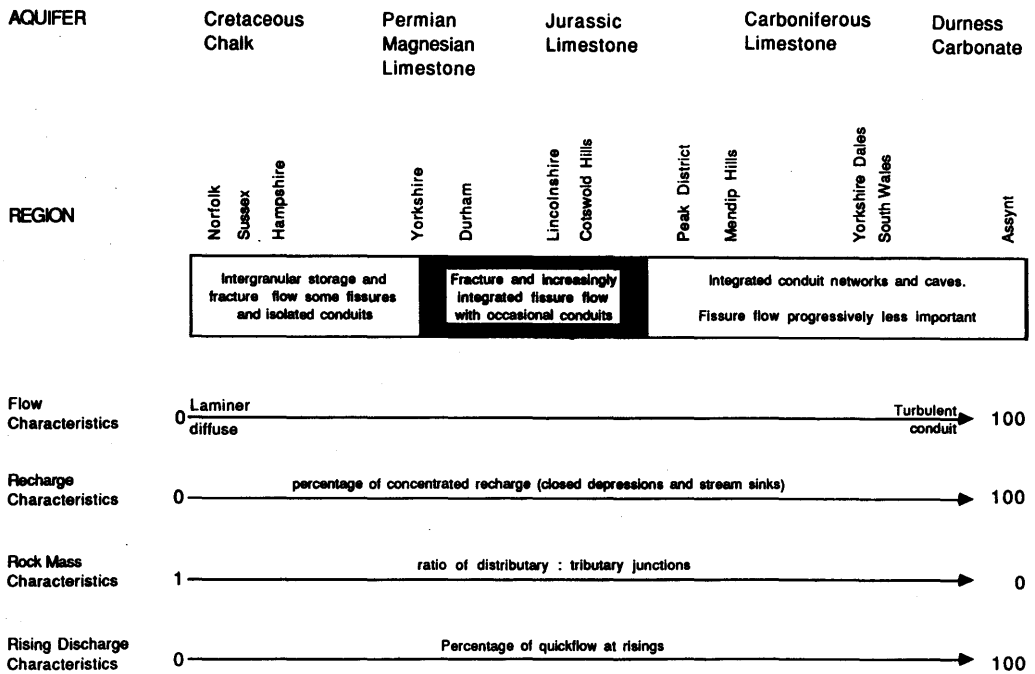


Figure 2. A classification for British limestone aquifers (modified after Atkinson and Smart, 1981).

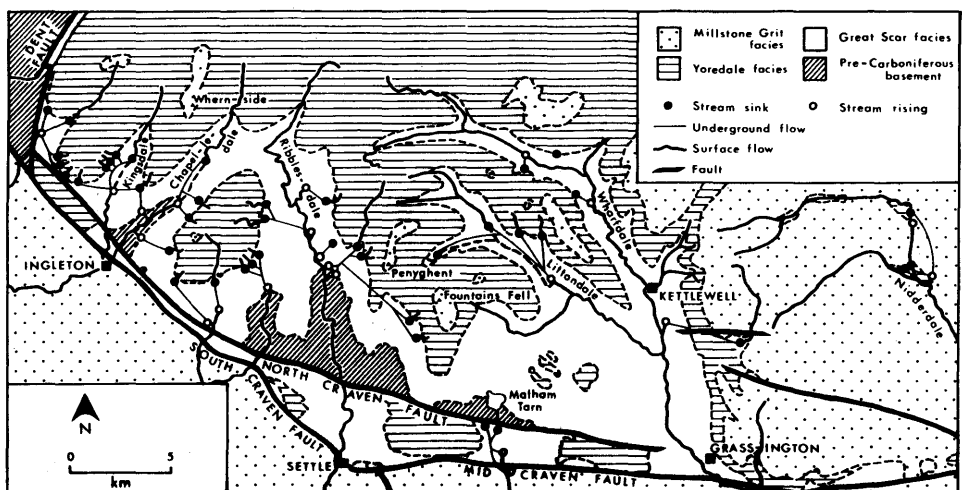


Figure 3. Hydrogeology of the Yorkshire Dales karst (geology after Waltham, 1974).

Kingsdale, a similarly sized valley to the northwest where the basement only crops out downstream of the main karst. In Chapel-le-Dale, there are five major risings and over thirty minor ones, whereas, in Kingsdale, there is only one major rising (Keld Head) which has an extensive phreatic and up to five minor ones depending on water conditions. It has also been argued that the relative altitude of the basement affects the location of risings, that basement highs may form underground drainage divides (Carter and Derryhouse, 1905), and that basement lows may be preferential areas for the development of cave passages (Halliwell, 1979).

Vadose cave streams generally flow down the dip which is to the north and northeast. However, the regional drainage is to the south and, as a result, most of the streams feed into phreatic conduits which flow along the strike or back up dip to risings (Waltham and Davies, 1987). During the early part of the present century, the Yorkshire Geological Society suggested on the basis of water tracing experiments that joints and faults exert a strong influence on the direction of underground water flow. Subsequent evidence from the extensive cave systems (over 260 km of passage have been explored and surveyed) has shown that the drainage is more complex than they envisaged and that both joints and the many small faults which are roughly parallel to the Craven Faults exert a local rather than a regional influence on hydrology. Horizontal discontinuities formed by shales and micritic horizons in the limestone sequence form local permeability barriers which exert an important control on the direction and pattern of underground drainage and, through the release of strong acids, conduit development.

The Swinsto Hole-Keld Head cave system provides a type example of the controls on underground water movement and cave development in the Yorkshire Dales. Waltham et al. (1981) recognize three main components to the system.

- 1) The modern vadose cave extends from a stream sink close to the shale-limestone junction down for 130 m. The vadose cave is 1200 m long and the stream descends by following dipping bedding planes and shale beds which are crossed by dropping vertically or obliquely down joints.
- 2) The modern phreatic cave through which the stream loops by descending joint lines and rising up bedding planes.
- 3) Intermediate cave passages lie between the sink and the phreatic but are largely inactive hydrologically. Most of them are relict phreatic caves which have been subsequently drained, although some still provide routes for entrenched vadose streams.

The processes which brought about conduit drainage are still the subject of debate although it is clear that glacial erosion of the valleys to which the underground conduits drain has been a significant factor in establishing local relief and steep hydraulic gradients. Waltham (1986) argues for greater downcutting by ice in the glacial periods of the Pleistocene than by karstic processes during the interglacials. Hence, the history of valley lowering and phreatic drainage is seen as being episodic and extending back at least a million years, the majority being prior to the three most commonly recognized recent glacial periods, the Devensian,

Wolstonian, and Anglian. However, Douglas (1987) takes a much longer-term view and emphasizes the importance of tectonics in the evolution of the limestone geomorphology of west-central Britain. He suggests that the initial development of underground conduits probably dates back to the Tertiary and "modification may have taken place beneath an evolving Palaeogene tropical palaeosurface, above which stood inselberg-like upland remnants such as Pen-y-ghent, Ingleborough, and Wharfedale..." (Douglas, 1987, p. 492).

The Carboniferous Limestone in the Peak District

In contrast to the other British Carboniferous Limestone regions the 450-km² limestone outcrop in the Peak District forms a compact area some 40 km long (north-south) and up to 20 km wide, surrounded by lithologies which support surface drainage, Triassic sandstones in the south and Namurian rocks of Millstone Grit facies elsewhere (Fig. 4). The only exceptions are a few small outliers of late Brigantian and post-Dinantian non-limestones in the northeast and several small limestone inliers in the south. Further contrasts with other regions come in the thickness of the limestone sequence, which ranges from less than 100 m to over 1800 m, and in structure, the Peak District limestones having been folded such that dips of up to 20 degrees are common in lagoonal facies rocks with much steeper dips in rocks of reef facies. The Peak District limestones are highly varied lithologically and show rapid vertical and lateral facies changes. Their stratigraphy has been summarized in a karst context by Ford (1987) and the landforms and drainage in the area are discussed by Christopher et al. (1977) and Gunn (1985).

Influences on Underground Drainage Evolution

Although the hydrogeological evolution of the Peak District as a whole has not been the subject of detailed study, Beck (1980) has undertaken a very thorough but largely unpublished investigation of speleogenesis in North Derbyshire which also included consideration of the influences on underground drainage development. The region is distinguished hydrogeologically from the other British Carboniferous Limestone karst by the depth of the basement rocks and the fact that it is surrounded by less permeable strata which, in combination, result in a ponded karst with what approximates a classic water table at depth. Edmunds (1971) has drawn tentative contours for the top of this saturated zone on the basis of water levels in wells. Evidence from boreholes suggests that the basement surface is extremely irregular but its depth over most of the area means that it exerts no control over the direction of drainage. A further distinguishing feature is that the most significant control over present flow directions and water levels in the northern and eastern parts of the region is the extensive mining activity which has taken place over the last 2,000 years and, in particular, the construction of soughs to lower water levels. Further consideration of this is beyond the scope of the present study but Oakman (1979) has described the sough hydrogeology for part of the area.

The five main natural influences on the development of underground drainage are: 1) the impermeable cover and its removal, 2) structure, 3) vertical discontinuities (joints, faults, and mineral veins), 4) lateral discontinuities (bedding planes, wayboards, and lavas) and 5) lithology.

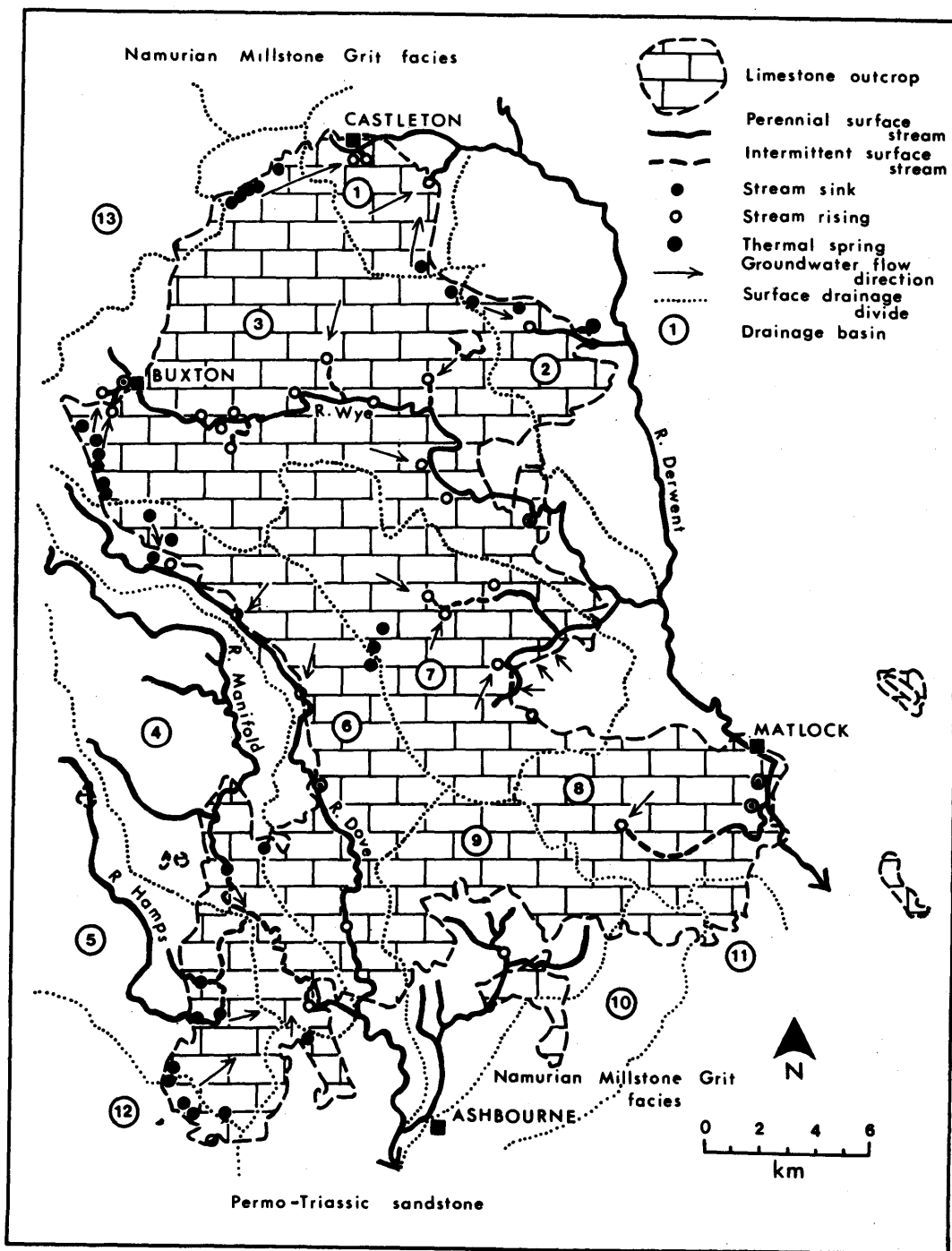


Figure 4. Hydrogeology of the Peak District karst (after Christopher et al., 1977).

The impermeable cover and its removal - Although some limestone was exposed in the south of the region in Permo-Triassic times with the development of cavities in the Brassington area, the first significant breaching of the impermeable cover is thought to have taken place during Pliocene and early Pleistocene times. Several high-level phreatic passages are thought to date from this time, the most reliable evidence being early Pleistocene bones recovered from Victory Quarry Fissure near Buxton (Bramwell, 1977) and a speleothem from Elderbush Cave in the Manifold Valley which has been placed in the Olduvai event (1.67-1.87 Ma BP) by Rowe et al. (1989). Conduit development has proceeded episodically since the early Pleistocene, being related to the gradual stripping back of the cover, and, hence, changes in the location of sources of point recharge, and to both aggradation (static cave levels) and downcutting (development of lower cave levels) in the major rivers. These phases have been provisionally attributed to the effects of Quaternary climatic changes, although the Peak District was essentially ice-free during the Devensian and, unlike Yorkshire, there is no evidence to suggest that valley incision by ice was important during earlier glacials (Ford et al., 1983).

Structure - Flow in the phreatic conduits is generally along the strike of preferred bedding planes, particularly in areas of shallow dip, and, in the absence of other factors, the planform of phreatic networks reflects the local fold structures. The vadose conduits developed by sinking allogenic streams are influenced to a greater extent by dip. Where this is adverse, there is only restricted vadose conduit development, but where it is favorable, large passages have been formed.

Vertical discontinuities - The principal vertical discontinuities are joints, faults, and mineral veins. Most vertical movement between cave levels takes place along joints and faults, but there is little evidence to suggest that conduits follow them laterally for any significant distance except perhaps where they fortuitously trend in the direction of the hydraulic gradient. However, where they occur at a low angle to the direction of the hydraulic gradient they may give rise to a zig-zag plan which follows the intersection of joints and bedding (Beck, 1980). In the mineralized areas there are both strong east-west veins and minor mineralized joint sets locally known as scrins. In general, the veins and scrins act in a similar manner to joints and faults, having more influence on vertical water movement than on lateral movement. However, in detail, the effect varies with the angle between the vein and the direction of the hydraulic gradient, with the extent of primary cavities along the vein, and with the type of mineralization, whether more susceptible to solution than the limestone or more resistant. Vein cavity systems appear to be particularly important in the Castleton karst (Ford, 1987), and Beck (1980) has suggested that the existence of a complex vertical maze involving a series of veins and vein cavity systems may explain the many siphons which operate within the Peak-Speedwell cave system. One effect which has been noted by divers is the existence of flooded U-tube passages. These formed where water under hydrostatic pressure, having encountered a resistant mineral vein which it could not pass laterally, moved downward producing a shaft before rising.

Lateral discontinuities - Bedding planes generally provide the lateral routes along which water moves through the limestones from sink to rising, the principal

exception being in the reef facies which lack this type of bedding. However, the direction of movement is a function of structure and the hydraulic gradient. The effect of wayboards and lavas is to interrupt the vertical movement of percolation water which then flows along the impermeable horizon either down-dip under vadose conditions or along the strike in the phreas. A large-scale example is the Wardlow Basin where tuffs and lavas formed a large perched underground reservoir which has subsequently been drained by soughs. Vertical movement does not normally recommence until the impermeable horizon is breached and this provides a mechanism for the concentration of what would otherwise be diffuse recharge. For example, in those parts of Peak Cavern which are overlain by lava there are very few vadose seepages but several large vadose flows. In some parts of the Peak District, the clay fill along a wayboard has been completely removed leaving an extensive network of cavities with great lateral but little vertical extent. If these are subsequently invaded by vadose water a three-dimensional network may result. The lavas may have a more direct impact on conduit development in that their weathering products contain pyrite which oxidizes on contact with water producing an aggressive solution. This is well exemplified in the Castleton area where several major chambers and conduits are formed beneath the Lower Millers Dale Lava.

Limestone lithology - Whilst the factors discussed above control the position of conduits, their size and form is more a function of limestone lithology and particularly of the relative permeability and solubility of individual beds. Beck (1980) cites a series of examples and concludes (p. 289) that "The greatest degree of cavern enlargement, however, takes place in massive, generally fine-grained limestones, provided that suitable paths exist for the establishment of early flow patterns. Enlargement will tend to occur to a greater extent where fossil horizons are present. Such horizons are often pseudobrecciated, and are more readily attacked by solution than the surrounding homogeneous limestone."

The Carboniferous Limestone in the Mendip Hills

South of Bristol, Dinantian limestones crop out along a 48-km strip which extends from the inliers of Brean Down and Bleadon Hill through the Mendip Hills proper to the Frome inlier (Fig. 5). The total limestone outcrop is less than 150 km² (Stanton, 1971), making the Mendip Hills the smallest of the major British Carboniferous Limestone karst areas. The main outcrop is a compact plateau which is thought to be largely a subaerial erosion surface of late Pliocene age (Ford and Stanton, 1968). The plateau has a maximum width of 10 km and rises abruptly to 225-255 m above sea level from flatter areas at 0-30 m which are floored by less resistant Mesozoic strata. The structure of the region is complicated because Hercynian folding has produced four periclinal folds arranged en echelon from WNW to ESE. The oldest rocks (Devonian Old Red Sandstone and Silurian shales and volcanics) crop out in the cores of the folds forming low, whale-backed hills which rise up to 60 m above the limestone plateau surface. The limestones dip away from the sandstones at angles varying from 20° to 40° on the south limbs of folds to over 70° on the north limbs which are overturned in places (Atkinson, 1977).

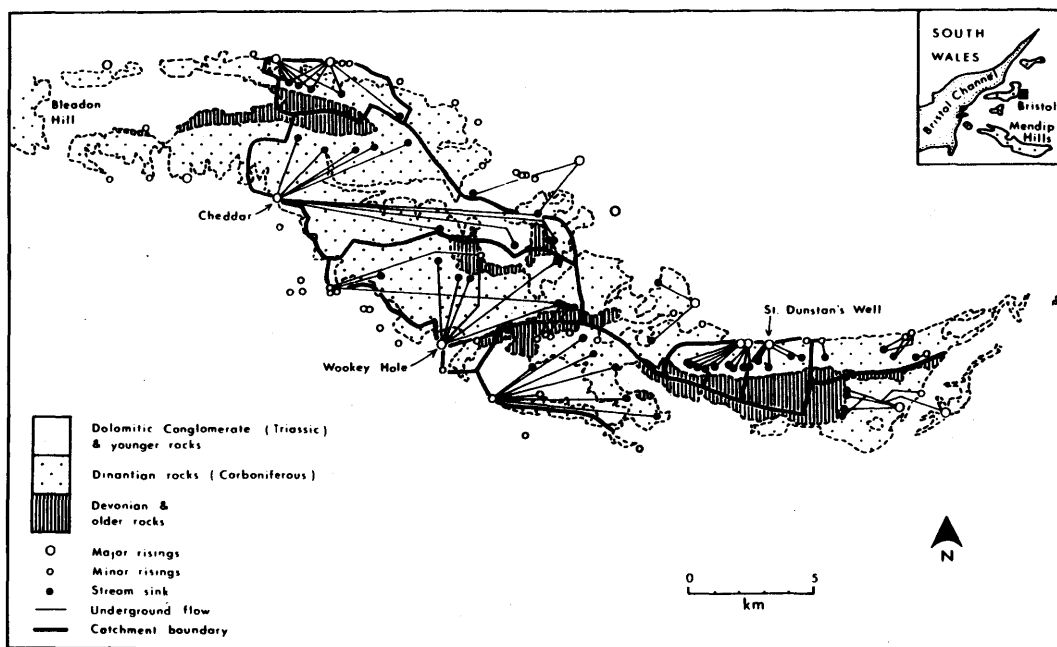


Figure 5. Hydrogeology of the Mendip Hills karst (after Atkinson, 1977)

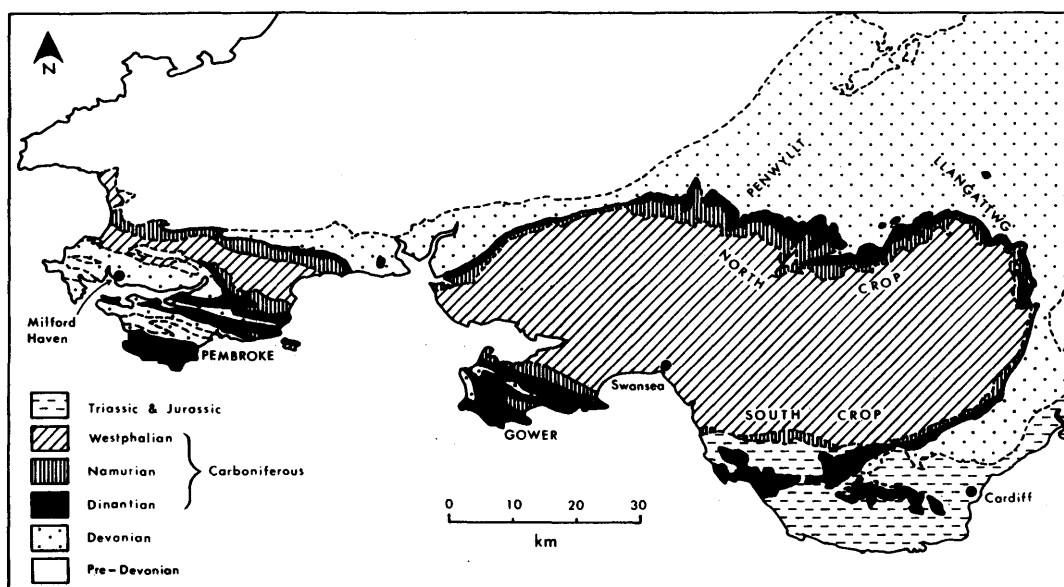


Figure 6. Geology of South Wales (from Lowe, 1989).

In common with the Peak District, the limestone plateau is devoid of surface streams but dissected by a network of dry valleys which are active only under extreme flood conditions and which are thought to be a result of superimposition from an impermeable cover followed by a gradual karstification of drainage with reactivation under periglacial conditions during the Pleistocene cold periods. However, in contrast to the Peak District, the valleys drain into deep gorges which may represent "overdeepened rejuvenated sections of the drainage network formed under periglacial conditions" (Smith and Drew, 1975, p. 120). The valleys are also distinguished from those elsewhere in Britain by the large numbers of closed depressions which are located in their floors. For example, in central Mendip about 90% of natural depressions are aligned along dry valley floors, the remainder being on the adjacent plateau surface (Ford and Stanton, 1968). Another similarity between the Peak District and Mendip karst regions is that lead mining activity has created anthropogenic depressions and modified natural depressions making it difficult to discern their origin. However, the majority appear to be formed by the concentration of solutational activity at the junction of lines of structural weakness. The lead mining activity did not result in modifications to the underground drainage of the type described in the Peak District, but a more recent anthropogenic activity, limestone quarrying, has already produced some changes and will have an even greater impact in the future as more limestone is extracted from beneath the water table (Hobbs, 1987).

There are over 100 caves in the Mendip Hills with a total length in excess of 50 km (Irwin and Knibbs, 1987). Four types are recognized: 1) stream engulfment caves which vary in accessible length from a few meters to Swildons Hole in which there are over 9,000 m of passage, about 1,500 m being the present-day streamway which descends to some 167 m below the surface, 2) active effluent caves explored primarily by cave divers of which Wookey Hole is the largest (length 3,660 m, vertical range 152 m), 3) relict effluent caves, and 4) shaft systems.

Influences on Underground Drainage Evolution

The main factors which have influenced the development of the major conduits on Mendip are relatively simple although, as in most karst areas, there is no single mechanism which can account for the evolution of all of the limestone aquifers. The availability and type of recharge is a fundamental influence on conduit size as all of the large conduits are associated with aggressive allogenic recharge from sinking streams. Closed depressions provide concentrated autogenic recharge via shafts and even diffuse recharge may be concentrated into percolation streams in the subcutaneous zone (Friederich and Smart, 1982). However, these have neither the catchment area nor sufficient time to grow to form large conduits. The base level for drainage is essentially geomorphologically controlled in this region, while the direction of flow and the vertical and planimetric form of the conduits are influenced mainly by the geological structure.

Structure - The majority of sink-to-rising flow in the Mendip Hills is in the direction of the true dip and along particular bedding planes whose preferential selection may be due to differential movement of beds with or without brecciation,

or to the presence of very thin shale bands (Ford, 1968). Atkinson and Drew (1974) found a significant correlation between the mean velocity of underground flow and the percentage of the flow path which lies along the strike in eastern Mendip but not in the central area. They suggest that this is because the geology of the eastern area is relatively simple with uniform dips to the north whereas central Mendip is more complicated with many minor folds and faults. Central Mendip is now considered to be a type area for cave development in steeply dipping beds following the work of Ford (1968). He postulated the growth of largely independent dip tubes down each penetrated bedding plane with upward water movement along irregularly distributed cross joints to form a series of phreatic loops. Faults serve a similar function to joints in permitting water movement between beds, and, in GB Cave, joints and faults are followed preferentially rather than bedding planes. There is also a high density of cave passage in the region of the Priddy Fault and its associated jointing. During later stages of evolution the frequency of "subsequent passages," lateral linking conduits developed under phreatic conditions, increases. Another structurally controlled feature is the "accordant blind chimney" which forms where water is driven up random joints from various points in a phreatic loop. Some of the hydrological complexities of the Mendip karst may also have a structural explanation; for example, the passage of a dip tube under a strike-oriented subsequent passage would allow discrete streams to cross without mixing.

Base level for drainage - Because the limestone sequence is both thick and steeply dipping, the underlying impermeable rocks are of little hydrological significance. The aquifers are essentially free-draining and the effective base level is the contact between the limestones and topographically lower, more recent deposits. On the basis of speleothem dating, Atkinson et al. (1978) suggest that the local base level in the Cheddar catchment declined by some 70 m during the Late Pleistocene. As in other British karsts areas, the lowering was probably episodic, being concentrated in the Pleistocene cold periods when sea level was lower and the ground was frozen. Each downward shift in base level resulted in drainage and some downcutting under vadose conditions of existing phreatic passages prior to the rapid establishment of a new series of phreatic loops graded to the lower outlet level. Ford (1968) also suggested that the vertical amplitudes and plan lengths of these loops would be reduced with each successive lowering and that this could ultimately lead to something which approached a "water table passage." Continued exploration by cavers and cave divers has provided considerable evidence in support of these theories. Smith and Drew (1975, p. 211) have suggested that differential downcutting may be a possible explanation for the concentration of major risings on the southern flank of central Mendip "in terms of the base level for underground water ... being lowered more rapidly on the south flank than on the north flank." Similarly on east Mendip, the enhanced development of underground drainage and the location of major risings on the north flank of the pericline is thought to be a response to downcutting by the River Mells which acts as the local base level for drainage.

The Carboniferous Limestone In South Wales

The complex zone of folding which forms the Mendip Hills extends eastward under the Severn Estuary to South Wales where the major Hercynian structure is

the South Wales Coalfield Syncline. As in the Mendip Hills, the structure is a complex synclinorium which includes several en echelon periclinal flexures, and it extends some 140 km from Milford Haven in the west to Pontypool in the east, where the fold is terminated by the approximately north-south trending Usk Anticline (Lowe, 1989). Dinantian limestone sequences crop out around the outer rim of the major structure (the North Crop and South Crop) and in subparallel periclinal folds to the south (Pembroke and Gower, Fig. 6). Further outcrops occur to the east on the England/Wales border in the Chepstow-Monmouth area and the Forest of Dean. The general stratigraphic sequence is broadly similar to that in the Mendip Hills, Devonian sandstones passing upwards through a Dinantian Old Red Sandstone facies sequence into the Lower Limestone Shales (Courceyan) which are overlain by a Main Limestone. This in turn is overlain by Upper Limestone Shales, the highest part of the Dinantian sequence, which pass upwards to Namurian Series (Millstone Grit facies) strata. However, the detailed stratigraphy is very much more complex as only in south Pembrokeshire is the Dinantian sequence more or less complete (Lowe, 1989). The limestone outcrop may be divided into a series of regions only two of which, the North Crop and the Gower, have been studied in any detail hydrogeologically. The North Crop is the area in which underground drainage is best developed and which provides the greatest contrasts with the other main British Carboniferous Limestone karst areas.

The limestone of the Gower Peninsula forms a broad plateau which is cut in the south by a number of well defined valleys characterized by intermittent surface drainage (Ede, 1975). It has a relatively low annual precipitation (1,000-1,500 mm) and altitude (generally less than 150 m above sea level), and both the area of limestone and the area of impermeable strata draining onto the limestone are restricted. Nevertheless, a spectrum of risings exists, from those fed primarily by diffuse autogenic recharge to full conduit flow systems receiving concentrated allogenic recharge, concentrated autogenic recharge, and diffuse autogenic recharge (Ede, 1975). There are also 13 accessible caves, the longest being Tooth Cave (1,525 m; Stratford, 1986).

The Dinantian sequence on the North Crop is generally less than 200 m in thickness of which only 100-150 m are limestones. They crop out in a broad arc which is generally less than 1,500 m wide but increases to about 4,500 m in the central section. The area is generally 300-500 m above sea level and is typified by "broken cuervas of limited amplitude showing stepped scarp faces and southerly grading dipslopes" (Thomas, 1970, p. 88). Despite the limited limestone thickness and outcrop area, the North Crop contains 75% of the South Wales cave systems including Ogof Ffynnon Ddu, the deepest (308 m) and second longest (43 km) in Britain, along with four other cave systems which exceed 13 km in length. In addition, an interstratal karst has developed on the overlying Namurian strata which "show specific karst landforms on more impressive scales than are recorded elsewhere in Britain" (Thomas, 1973, p. 69). As in the Yorkshire Dales, ice advanced into the area during the Devensian and probably also during several of the earlier Pleistocene glaciations. The major valleys show evidence of glacial deepening and the solid geology is frequently masked by till and morainic deposits.

Influences on Underground Drainage Evolution on the North Crop

The development of the major conduits in the North Crop has many similarities with major conduit development in the Mendip Hills, although there are also influences unique to the area. Recharge is a primary influence, and it is clear that major conduit development has only taken place where there is, or has been, a large point input from an allogenic stream. However, other forms of concentrated recharge have produced both significant tributary passages to the major systems and smaller independent conduit systems such as Ogof-y-Ci and Ogof Rhyd Sych. The direction of underground drainage and the form of accessible cave passages are influenced primarily by lithostratigraphy and structure whilst changes in base level have influenced both inputs to and outputs from the limestone aquifers.

Lithostratigraphy and structure - The predominant direction of drainage is down dip, and water passes upwards into topographically and stratigraphically higher beds along joints and faults as in the Mendip Hills. Passage direction has been influenced by structural weaknesses, and the extent of the influence in the Penwyllt area has been the subject of several investigations, most notably by Weaver (1973), Charity and Christopher (1977) and Coase and Judson (1977). In Dan yr Ogof and its associated caves, Coase and Judson (1977) identified two groups of passages, those whose direction is closely related to jointing and faulting and those whose direction is most strongly influenced by the overall trend of a local syncline. In nearby Ogof Ffynnon Ddu, joints and calcite-filled tension gashes again influence passage direction but, somewhat in contrast to Dan yr Ogof, Charity and Christopher (1977, p. 415) note that "the major series of upper passages coincide with anticlinal structures whilst the synclinal troughs are devoid of any extensive cave development." The structural influence is also apparent in the Ystradfellte and Llangattwg areas (Lowe, 1989). Lithology is also significant in that the majority of cave passage in the Penwyllt and Ystradfellte areas is within a single formation, the Dowlais Limestone, whereas in the Llangattwg area virtually all the large passages have formed within the Abercriban Oolite Group which is separated from the younger Dowlais Limestone by the Llanelly Formation, a 20 m aquiclude. In the former area it is possible that strong acids from a shale at the top of the limestone may have aided passage inception, while in the latter there is a possibility of younger, unexplored conduits in the Dowlais Limestone above the aquiclude.

Base levels - Surface streams which have cut through the overlying Namurian strata to expose the upper limestone beds form the base level for drainage. Ice has been directly involved in downcutting of the major valleys although the glacial troughs are not as well defined as in the Yorkshire Dales. As in the Mendip Hills, base level lowering resulted in vadose downcutting of drained phreatic passages and the establishment of new phreatic conduits at a lower level. However, the region differs from Yorkshire, Mendip, and the Peak District in that rejuvenation of major rivers has in some cases led to the capture of streams which previously drained into the limestone. For example, it seems clear that the Haffes once fed Dan yr Ogof. Glacial ice has also removed some sections of cave passage and glacial drift obscures evidence for the location of earlier risings.

SUMMARY

Having examined the four main Carboniferous Limestone karst regions, it is suggested that the hydrogeological contrasts between them are a function of three main controls: 1) the amounts and type of recharge, 2) structure (dip, joints, fractures, and bedding planes), and 3) the base level for drainage. The lithostratigraphy (composition of limestone beds and presence of non-limestone horizons) is important in all four areas.

The four areas receive differing proportions of concentrated allogenic recharge as a result of differing relations between the limestone units and less permeable strata. Concentrated allogenic recharge is least in the Peak District because altitudinally higher, less permeable strata are confined to the northwest, north, and northeast perimeters and greatest in South Wales where the limestones are recharged by both surface streams and large interstratal dolines. Concentrated autogenic recharge from dolines is greatest in the Peak District and in the Mendip Hills where the limestones are largely soil-covered.

The dip of the limestone beds has had a considerable influence on the form of underground conduit networks and there are particularly marked contrasts between the steeply dipping limestones of the Mendip Hills, where most flow is in the direction of the true dip, and the less steeply dipping limestones of the Peak District and the Yorkshire Dales, in which flow along the strike predominates. Joints, fractures, and bedding planes exert a more local influence.

The main contrast in base level is between the Yorkshire Dales, where the limestone sequence is relatively thin and the underlying basement exerts a significant influence on drainage, and the other areas, where there is no basement influence. There are also contrasts between areas in terms of mechanisms for base level lowering. In both Yorkshire and South Wales, glacial deepening of major surface valleys was responsible for a rapid lowering of local base levels. The Mendip Hills were ice free (at least in the last glaciation) but are relatively close to the coast and would have been influenced by glacio-eustatic sea level falls as well as by valley downcutting under periglacial conditions. Periglacial conditions also prevailed in the Peak District but, as it is further inland and has fewer major valleys, base level lowering would have proceeded more slowly. However, this area has seen dramatic changes in local base levels in recent times as a result of the construction of drainage levels by lead miners.

It is apparent that in all areas there are certain beds which are more susceptible to karstification and this may be due, at least in part, to the presence of less permeable interbeds. The influence of lithology on karst development is one in which further research is needed.

Finally, it should be noted that, although the four areas may be arranged in sequence on the spectrum of flow types (Fig. 2), there is also within-area variability and individual drainage systems may be located at different positions within the segment of which they are part. For example, the Peak-Speedwell cave system has

more similarities to the major systems in the Yorkshire Dales than to most of the other Peak District caves.

REFERENCES

- Atkinson, T. C., 1977, Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain): *Journ. of Hydrology* 35, p. 93-110.
- Atkinson, T. C. and Drew, D. P., 1974, Underground drainage of limestone catchments in the Mendip Hills, *in* *Fluvial processes in instrumented watersheds*, Gregory, K. J. & Walling, D. E., eds.: p. 87-106.
- Atkinson, T. C., Harmon, R. S., Smart, P., and Waltham, A. C., 1978, Palaeoclimatic and geomorphic implications of $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates on speleothems from Britain: *Nature*, 272 (5648), p. 24-28.
- Atkinson, T. C. and Smart, P. L., 1981, Artificial tracers in hydrogeology, *in* *A Survey of British Hydrogeology, 1980* (Royal Society): p. 173-190.
- Beck, J., 1980, Aspects of speleogenesis in the Carboniferous Limestone of north Derbyshire: Unpubl. PhD thesis, Leicester Univ.
- Bramwell, D., 1977, Archaeology and palaeontology, *in* Ford, T. D., ed., *Limestones and caves of the Peak District*: p. 263-291.
- Carter, W. L. and Dwerryhouse, A. R., 1905, The underground waters of NW Yorkshire: *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 36, p. 139-168.
- Charity, R. A.P. and Christopher, N.S. J., 1977, The stratigraphy and structure of the Ogof Ffynnon Ddu area, South Wales: *Trans. B.C.R.A.*, 4, p. 403-416.
- Christopher, N.S.J., Beck, J.S., and Mellors, P. T., 1977, Hydrology—water in the limestone, *in* Ford, T. D., ed., *Limestones and Caves of the Peak District*: p. 185-229.
- Coase, A. and Judson, D., 1977, Dan yr Ogof and its associated caves, *Trans. B.C.R.A.*, 4, p. 245-344.
- Douglas, I. 1987, Plate tectonics, palaeoenvironments and limestone geomorphology in west-central Britain: *Earth Surf. Proc. & Lndfms.*, 12, p. 481-495.
- Ede, D. P., 1975, Limestone drainage systems: *Journ. of Hydrology*, 27, p. 297-318.
- Edmunds, W. M., 1971, Hydrogeochemistry of groundwaters in the Derbyshire dome: *Inst. Geol. Sci. Rpt.*, 71/7.
- Ford, D. C., 1968, Features of cavern development in Central Mendip: *Trans. Cave Res. Grp.*, GB, 10, p. 11-25.
- Ford, D. C. and Stanton, W.I., 1968, The geomorphology of the south-central Mendip Hills: *Proc. Geol. Assoc.*, 79, p. 401-427.
- Ford, T.D., ed., 1977, *Limestones and caves of the Peak District*: GeoBooks.
- Ford, T. D., 1987, Stratigraphy of British Caving Areas, Part 3, "Derbyshire": *Caves & Caving*, 35, p. 24-26.
- Ford, T. D., ed., 1989, *Limestones and caves of Wales*: Cambridge University Press.
- Ford, T.D., Gascoyne, M., and Beck, J. S., 1983, Speleothem dates and Pleistocene chronology in the Peak District: *Cave Science*, 10, p. 103-115.
- Friederich, H., 1981, The hydrochemistry of recharge in the unsaturated zone, with special reference to the Carboniferous Limestone aquifer of the Mendip Hills: Unpubl. PhD thesis, Bristol University.
- Friederich, H. and Smart, P. L., 1982, The classification of autogenic percolation waters in karst aquifers: A study in G.B. Cave, Mendip Hills, England: *Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc.*, 16, p. 143-159.
- Gunn, J., 1974, A model of the karst percolation system of Waterfall Swallet, Derbyshire: *Trans. Brit. Cave Res. Assoc.*, 1, p. 159-164.
- Gunn, J., 1985, Pennine karst areas and their Quaternary history, *in* Johnson, R. H., ed., *The geomorphology of north-west England*: MUP, p. 263-281.
- Gunn, J., 1986a, Solute processes and karst landforms, *in* Trudgill, S. T., ed., *Solute Processes*: p. 363-437.
- Gunn, J., 1986b, Modelling of conduit flow dominated karst aquifers, *in* Gunay, G., and Johnson, A. I., eds., *Karst Water Resources*: p. 587-596.
- Halliwell, R. A., 1979, Influence of contrasted rock types and geological structure on solutional processes in northwest Yorkshire, *in* Pitty, A. F., ed., *Geographical approaches to fluvial processes*: p. 51-71.
- Hardwick, P., and Gunn, J., 1989, The limestone cave resources of Great Britain: *Proc. 10th Internatl. Congress of Speleology, Budapest*, v. 1, p. 194-195.

- Hobbs, S. L., 1987, Sub-water table quarrying and aquifer derogation in the Mendip Hills (abs.): *Cave Science*, 14, p. 105.
- Irwin, D. J., and Knibbs, A. J., 1987, *Mendip Underground*: Mendip Publishing.
- Lowe, D. J., 1986, Stratigraphy of British Caving areas, Part 2, - "The Dales": *Caves and Caving*, 34, p. 8-10.
- Lowe, D. J., 1989, The geology of the Carboniferous limestone of South Wales, *in* Ford, T. D., ed., *Limestones and Caves of Wales*: p. 3-19.
- Oakman, C. D., 1979, Derbyshire sough hydrogeology: *Trans. Brit. Cave Res. Assn.*, 6, p. 169-194.
- Rowe, P. J., Atkinson, T. C., and Austin, T. J., 1987, Speleothem dates and rates of landscape evolution in the English Midlands: *Cave Science*, 14, p. 105.
- Rowe, P. J., Austin, T. J., and Atkinson, T. C., 1989, The Quaternary evolution of the South Pennines: *Cave Science*, 16, p. 117-121.
- Smith, D. I., and Drew, D. P., 1975, *Limestones and caves of the Mendip Hills*.
- Stanton, W. I., 1971, Mendip quarries; their past, present and future, *in* Hall, W. G., ed., *The Mendip Society*.
- Stanton, W. I., and Smart, P. L., 1981, Repeated dye traces of underground streams in the Mendip Hills, Somerset: *Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc.*, 16, p. 47-58.
- Stratford, 1986, *Caves of South Wales*: Cordee Press, Leicester.
- Thomas, T. M., 1970, The limestone pavements of the north crop of the South Wales coalfield: *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 50, p. 87-105.
- Thomas, T. M., 1973, Solution subsidence mechanisms and end-products in southeast Breconshire: *Trans. Inst. Brit. Geogr.*, 60, p. 69-86.
- Waltham, A. C., ed., 1974, *Limestone and caves of northwest England*.
- Waltham, A. C., 1986, Valley excavation in the Yorkshire Dales karst, *in* Paterson, K., Sweeting, M. M., eds., *New directions in karst*: p. 541-550.
- Waltham, A. C., Brook, D. B., Statham, O. W., and Yeadon, T. G., 1981, Swinsto Hole, Kingsdale: A type example of cave development in the limestone of northern England: *Geog. Jnl.* 147, p. 350-353.
- Waltham, A. C., and Davies, M., 1987, *Caves and karst of the Yorkshire Dales*: BCRA, Cave Studies, 1.
- Weaver, J. D., 1973, The relationship between jointing and cave passage frequency at the head of the Tawe valley, South Wales: *Trans. Cave Res. Grp.*, 15, p. 169-173.

APPLICATION OF GEOLOGICAL, HYDROCHEMICAL, AND ISOTOPIC METHODS FOR HYDROGEOLOGICAL INVESTIGATION OF SELECTED SPANISH KARST REGIONS

J. J. DURÁN
Instituto Tecnológico GeoMinero de España
Ríos Rosas 23
28003 Madrid
Spain

and

J. LÓPEZ-MARTÍNEZ
Facultad de Ciencias
Universidad Autónoma de Madrid
28049 Madrid
Spain

INTRODUCTION

The Spanish territory of the Iberian Peninsula plus the area of the Balearic Islands makes up an approximate total of 500,000 km². About 29% of this area consists of potentially karstic formations, and 110,000 km² are carbonate rocks (Fig. 1). In addition, about 35,000 km² are gypsiferous with significant karstification (Durán and del Val, 1984). Carbonate karst formations in Spain are Mesozoic sedimentary rocks (mainly from the Jurassic and Cretaceous periods), Paleozoic (from the Carboniferous, Devonian, and, to lesser degree, Cambrian periods), Cenozoic (basically from the Neogene), and sedimentary and metamorphic materials from the Triassic period.

The practical implications of karst in Spain are highly significant. Karst aquifers contain a large part of the water resources in many regions and are exploited for the supply of towns and irrigation. About 2000 million m³/a of water are pumped from karst aquifers (40% of all pumped water) for irrigation of about 300,000 ha of land (Sahuquillo, 1986). Also, karst hydrogeological problems exist, such as wash-outs and subsidence, pollution, marine intrusion, leakage from reservoirs, and flooding of mining operations.

More than 10,000 caves have been explored in Spain, some of them are exceptionally large. In January 1987 (Puch, 1987), eight shafts were surveyed with more than 1,000 m explored depth, including the second deepest in the world; 149 others are more than 300 m deep. There are 108 karst systems more than 3 km long, totalling almost 1,000 km of underground galleries. Of particular note is the so-called "Ojo Guareña Complex" in the province of Burgos, with more than 85 km of surveyed galleries. Speleological exploration and scientific study of Spanish karst have been promoted in recent years. Of particular note, are those studies concerned with hydrodynamics and hydrochemistry (see López-Martínez and Durán, 1988) and synthesizing papers (IGME, 1986; Durán and López-Martínez, 1989).

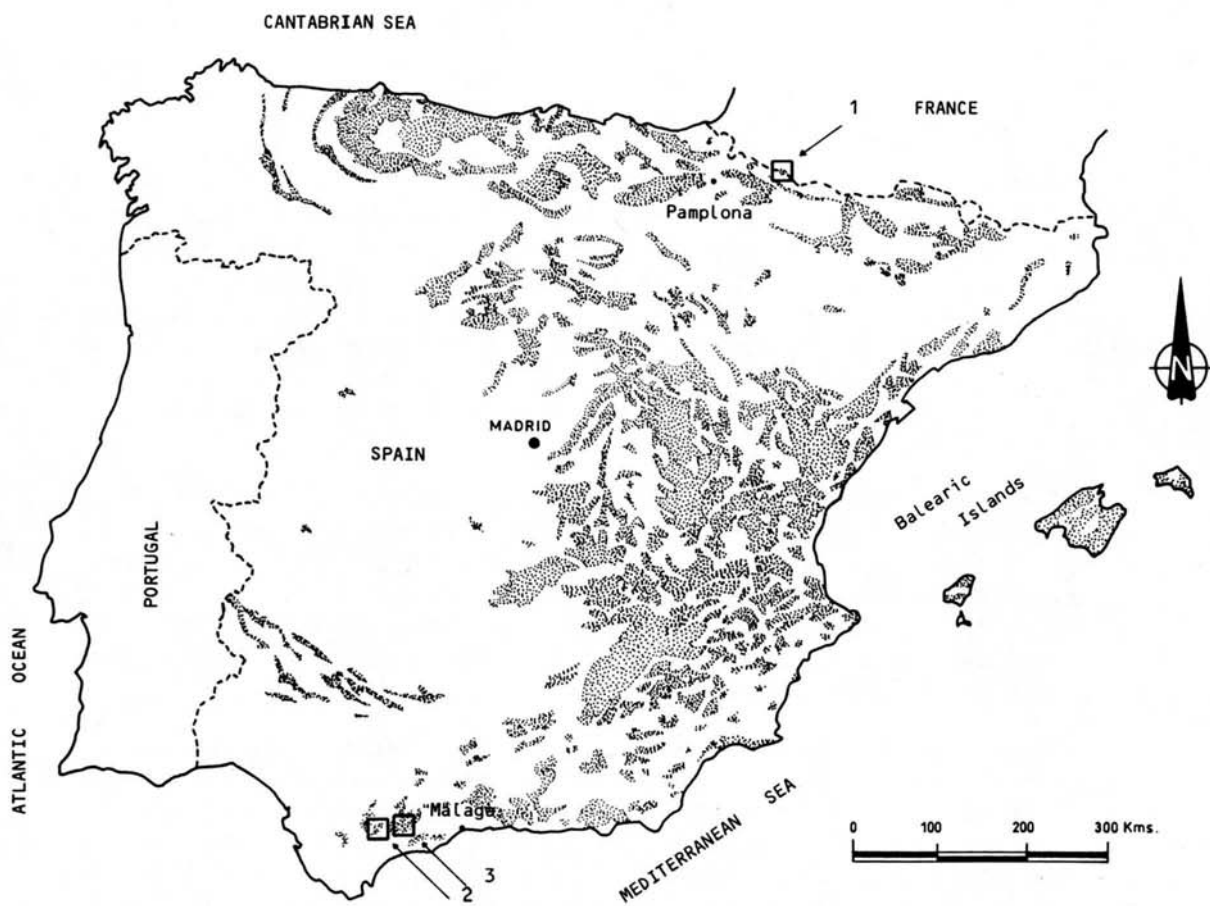


Figure 1. Map showing karst terrains (gray areas) in Spain and areas of study. 1. Massif of La Piedra de San Martín; 2. Sierra de Lizar; 3. Sierra de Las Nieves.

This paper presents the results of the application of several methodologies to two major Spanish karst regions. We identify the relations between geological structure and karstification, with a comparison of the carbonate massifs to the main underground passages. Also, we show the possibility of obtaining information on hydrodynamics using standard hydrochemical methods, isotopes, and tracers. The selected regions to which these have been applied are in two of the larger morpho-structural units of the Iberian Peninsula (Fig. 1). The karst massif of La Piedra de San Martín is in the Western Pyrenees on the French-Spanish border, while the Sierra de las Nieves and the Sierra de Líbar are in the south of the Peninsula, forming part of the Cordillera Bética. Both are intensively tectonized mountain regions with wide development of surface karst forms and large cavities (pits of more than 1,000 m depth). The massifs selected have complex hydrological problems, partly revealed by application of the methods described here.

The Western Pyrenees: The Massif of La Piedra de San Martín

This massif is a spectacular example of a karst system developed in a mountainous area. Moreover, it is known to speleologists all over the world because of the discovery here, in 1950, of the Sima (pit) de La Piedra de San Martín, which gave access to an underground network which, in 1966, reached 1,171 m depth, then the world record. At present, a depth of 1,342 m has been reached in this cavity, along some 50 km of galleries. This depth is exceeded by another cave in the massif, the Sima BU 56 or Puertas de Illamina, which with 1,353 m explored depth, is today one of the deepest in the world.

The massif of La Piedra de San Martín is located in the north of the Iberian Peninsula, in the Western Pyrenees, covering territory in the Spanish provinces of Navarra and Huesca and the Haute Soule in France. The karst system comprises some 120 km² and is developed in the Mesozoic cover, basically from the Upper Cretaceous Period, over the Axial Zone of the Pyrenees in this sector (Fig. 2). The main catchment area, with developed and striking exokarst forms, extends widely above the upper forest limits. The underground gallery complex is highly developed and more than 150 km of cavities have been explored. Thanks to the geological structure and the Quaternary glacial and fluvial processes which have excavated the deep surrounding valleys, the main massif sources are almost 2,000 m below the peaks which, in the case of the Pic d'Anie, reach 2,507 m. Because of this altitude, the almost 3,000 mm/a of rainfall on the massif give the aquifer a pluvial-nival regime.

Geological, hydrogeological, and geomorphological work, along with major speleological exploration projects in the massif of La Piedra de San Martín, have revealed and made it possible to interrelate data on the geological factors which condition the origin of the karst, its development, and its hydrogeological function.

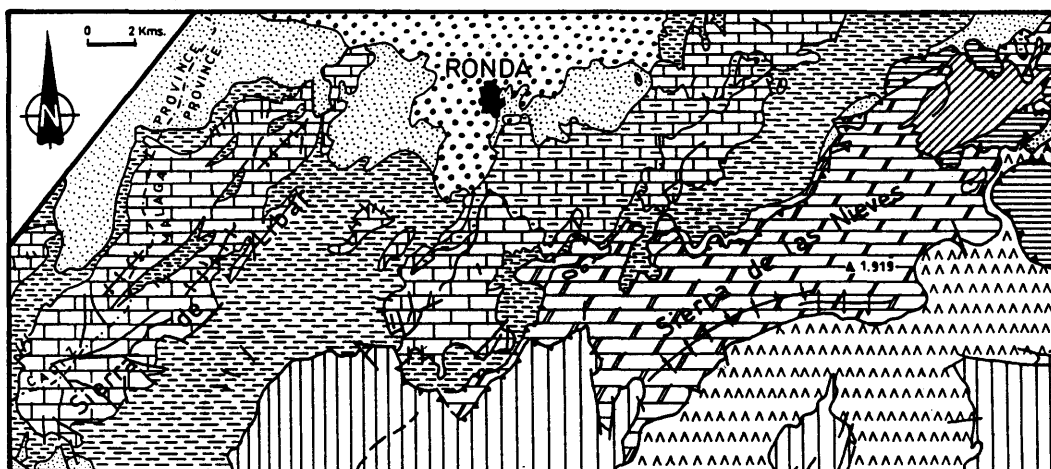
The Western Cordillera Bética: The Sierra de Lívar and the Sierra de las Nieves

The Cordillera Bética form a large mountainous range in the south of the Iberian Peninsula, characterized by thrusts and intense fracturing. In the western third of the range, the karst massifs, of great hydrogeological interest, are particularly notable: the Sierra de Lívar and the Sierra de las Nieves, located in turn on the border between the provinces of Cádiz and Málaga and inside the Málaga province. The former is a vigorous karst massif of some 85 km² area, basically made up of limestone and dolomite from the Middle and Upper Jurassic age of the Penibetic (external zones of the Cordillera Bética). The karstifiable materials reach more than 400 m thickness. The massif's structure is relatively simple, being a large box anticline, delimited by different tectonic units on its north, south, and southeast flanks; in the northeast sector it sinks under detrital sediments of the Tertiary Ronda Basin (Fig. 3).

The Sierra de Lívar's exokarst morphology is most spectacular, given the profusion of large depressions (poljes), notable among which is the Polje de los Llanos de Lívar, which has a surface area of 4 km². The autochthonous groundwater resources (from infiltration in the massif) are about 55 million m³/a, to which 57 million m³/a are added from the allochthonous rivers (IGME, 1983) which enter the massif through two large cavities: the River Gaduares in the Hundidero-Gato system, with almost 10 km of underground development, and the Arroyo de los Alamos in the Sima de Republicanos, of some 200 m depth. The rainfall in this region is of some 2,000 mm/a, so that the karst aquifer resources are important. The complexity of the hydrogeological functioning of the Sierra de Lívar can be seen from the existence of the Montejaque dam, which was built during the first quarter of this century but never came into operation because of its inability to hold the water of the River Gaduares which, after escaping through the bed of the reservoir, emerge inside the Hundidero-Gato underground network.

The Sierra de las Nieves comprises an extensive karst massif of some 170 km², geologically related to the so-called Las Nieves unit belonging to the "Dorsal Bética" or "Rondaides" according to Martín Algarra (1987). It features an extremely thick carbonate series, basically dolomite, from the Norian Age, which may be as thick as 1,100 m, over which is imposed marly limestone, limestone with siliceous, and breccia of some 400 m thickness, totalling 1.5 km of stratigraphic karstic series. The unit's structure is complex, not only in terms of its spatial distribution limited by thrusts and large transcurrent faults, but also in its internal arrangement. This is fundamentally a large overturned syncline that dips toward the south with a metamorphized upper flank.

Geomorphologically, the Sierra de las Nieves is a mountainous massif with a maximum height of almost 2,000 m, with karst systems of considerable vertical development, notable among which is the so-called Sima G.E.S.M. of 1,098 m explored depth. From the hydrogeological point of view, it is a major aquifer, with autochthonous pluvio-nival supply (precipitation between 1,600 and 800 mm/a,



KEY

Structural unit	Age	Main Lithology	Symbol
Ronda Depression	Upper Miocene	Calcareous Sandstones	
Flysch units from the campo de Gibraltar	Palaeogene-Miocene	Clays, marls and sandstones	
External Z.	Penibetic	Upper Cretaceous	
		Jurassic	
		Triassic	
Internal Zones	Betic dorsal	Jurassic-Triassic	
	Maláguide complex	Palaeozoic	
		Permian and Triassic	
	Alpujárride Complex	Palaeozoic	
		Palaeozoic?	

Figure 3. Geological map of the Sierra de Líbar and the Sierra de las Nieves, Cordillera Bética.

reducing with altitude) and resources of 75 million m³/a (IGME, 1983). Some of the notable works, from the hydrogeological and geomorphological viewpoint, done previously in these massifs are Benavente and Mangin (1984), Delannoy (1987), Eraso (1986), IGME (1983), and Lhenaff (1977).

THE RELATION OF THE GEOLOGICAL STRUCTURE TO THE KARST

It is common to encounter studies which seek to correlate the structural lines of karst massifs with the cavities and flow directions underground. However, there are fewer comparative analyses which relate information obtained from differing observation scales. In this paper, the observations on fractures were based on the following: lineaments mapped on LANDSAT images at a 1:200,000 scale, faults from the geological maps at a 1:50,000 scale, and fractures mapped on aerial photographs at an approximate scale of 1:25,000. The orientation and length of the cavities are from numerous detailed speleological mappings at different scales (between 1:10,000 and 1:100). On the other hand, the underground flow directions were taken either directly from maps, in the case of hydrogeologically active cavities, or from the results of tracers.

An angular interval of 20° was taken for the representation and analysis of the orientation diagrams, making it possible to filter possible measurement errors at the same time as grouping the data and securing differentiated families. In the case of partial representations by length, the intervals selected show a certain degree of discrimination in the by-family distribution.

Fracturing and Characteristics of the Karst in the Piedra de San Martín Massif

The development of the karstic system of La Piedra de San Martín was favored by the presence of the thick Upper Santonian formation of very pure limestone, 75% to 92% CaCO₃ (Eraso, 1964; Ramiriz del Pozo y López-Martínez, 1988). Over this formation, exceeding 300 m thickness, is an impermeable schist. The karst of La Piedra de San Martín has acquired its hydrogeological features primarily from its distinctive lithology, tectonic, and a particularly favorable climate. The main aspects of the geological structure of the massif (Fig. 4) that has major effects on the morphogenesis and the hydrological function of the karst aquifer are: 1) the discordant disposition of the Upper Cretaceous over the Paleozoic substratum, 2) the general downward trend of the structural axes towards the west, 3) the general dipping northward of the Cretaceous series on the massif's northern slope, 4) in the southern sector, the presence of numerous folds, fold-faults, and southward-verging thrusts, and 5) the presence of a dense network of fractures.

Development of cavities and the main underground drainage directions are controlled by these factors, in particular by the fracturing. This has been made clear from analysis of the fractures mapped on aerial photographs at a scale of approximately 1:25,000 and from the underground passages explored in the massif. Analysis and comparison of the lengths and orientations of 2,149 fractures and 1,244

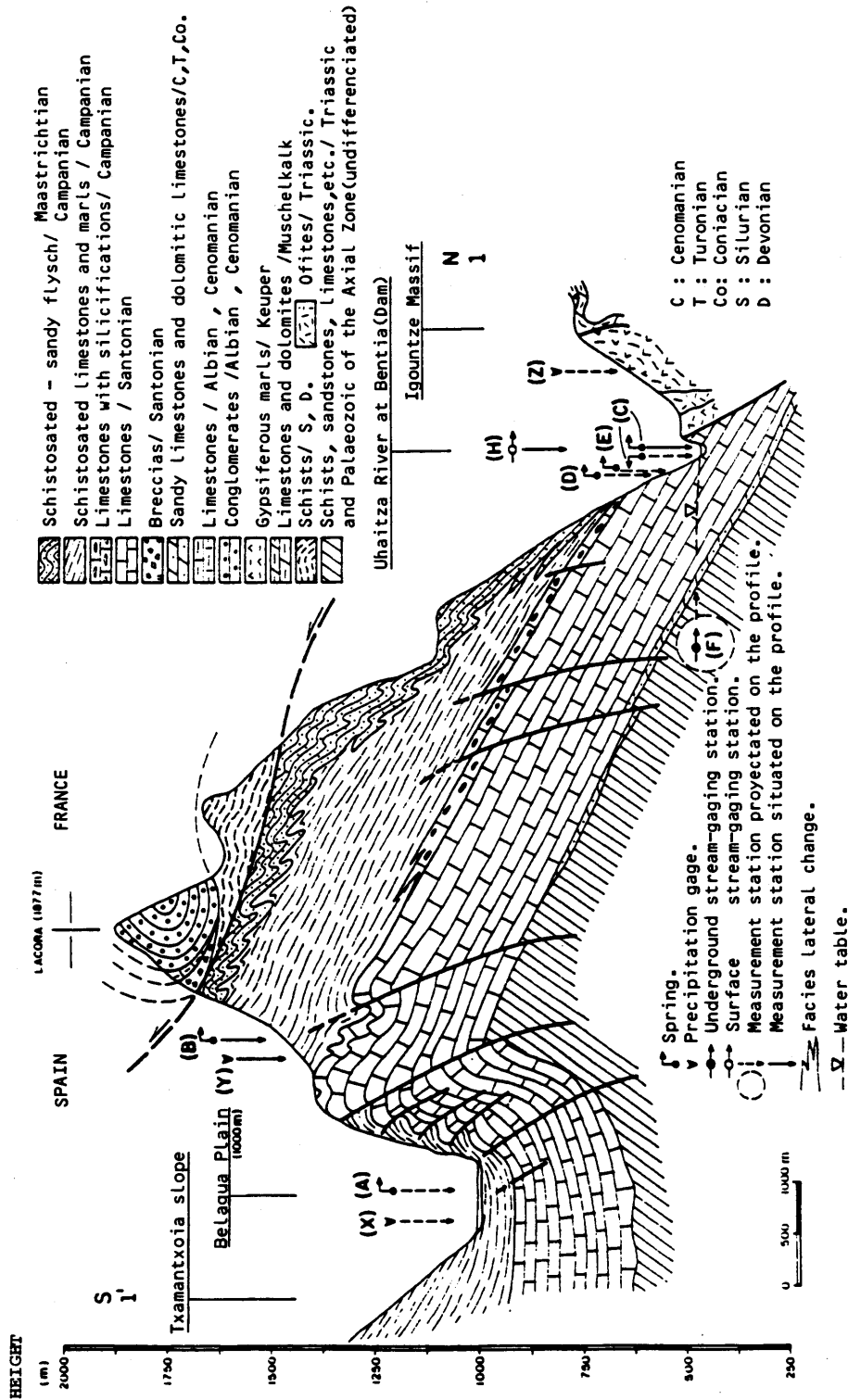


Figure 4. Schematic geological profile and location of measurement stations in the massif of La Piedra de San Martín (after López-Martínez et al., 1984).

gallery segments lead to certain conclusions (López-Martínez, 1987). Both the fractures and the cavities have different predominant orientations according to their length. Comparison of all the surface fractures with those of the caves show that the E-W and ESE orientations are of great importance (Fig. 5). While in NNE and NE orientations, they are more significant for fractures than for cavities. It is also seen that the longest segments are those whose orientations show greater coincidence.

On the other hand, the underground passages controlled by the faults, more than by the diaclasses, form the longest fractures, and it is these that form the main traits of the Piedra de San Martín massif's relief. The longest underground passages channel a significant part of the flow, in the form of underground rivers, toward the main outcrops, Illamina and Bentia, in the Valley of Sainte Engrace (Figs. 4 and 7). Also the so-called "Saint Vincent River" has an annual mean flow at the Sala de la Verna of 1,060 L/s, (Cabidoche, 1966), and the San Jorge River has low water flow between 500 and 1,000 L/s, (Maire, 1983), which flows over the impermeable schist stratum at the bottom of the carbonate Cretaceous formation.

The fracturing influences the development of the catchment areas, closed depressions, karst valleys, and shafts. In the massif the dolines are aligned along fractures. The tectonic troughs are favorable sites for development of major karst depressions such as the Llano de la Contienda. The karst valleys, another significant element of the morphology of the massif, have a predominantly ESE orientation, and several are in a NE direction. A major correspondence exists between these valleys and the average and longer fractures.

In addition, minor karst forms, like the lapiez, involved in the initial stages of the water flow, are conditioned by the fracturing. It directly affects the most developed type of lapiez in the massif, the structural lapiez, along with the major rills of the "bogaz" type. More indirectly, the faults and diaclasses affect the lapiez as well as rills, providing the walls in which the rills are developed. Likewise, the mixed glacial-karst forms of the "Schichttreppenkarren" type in the massif are influenced by the network of fractures.

Fracturing and Features of the Karst in the Sierra de Líbar

The Sierra de Líbar has a clear structure in terms of subparallel folds oriented in a NE-SW direction. The overall setting is a large anticline which, in its crest, encloses a semi-trough by means of a fracture parallel to the axis of the fold, with a central subsidiary syncline leaving an anticlinal fold on each side. This general fold phenomenon is superimposed by an extremely dense network of faults and diaclasses which penetrates to different levels from the megascopic scale, satellite photographs, to the microscopic, rock samples.

The most common fracture systems are reverse faults in an E-W direction, with convergency toward the north, and several families of normal faults of directions N 40°, N 70°, and N 160°, with certain components of directional downthrow (IGME, 1987). The most spectacular surface karst forms are the poljes, whose main lines of direction are clearly controlled by the fracturing and folding. In

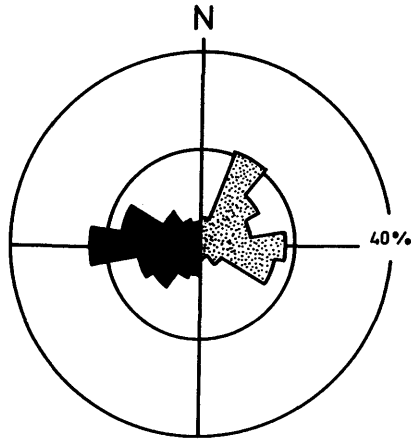


Figure 5. Comparative orientation diagram of fractures (points) and caves (black) for the massif of la Piedra de San Martín.

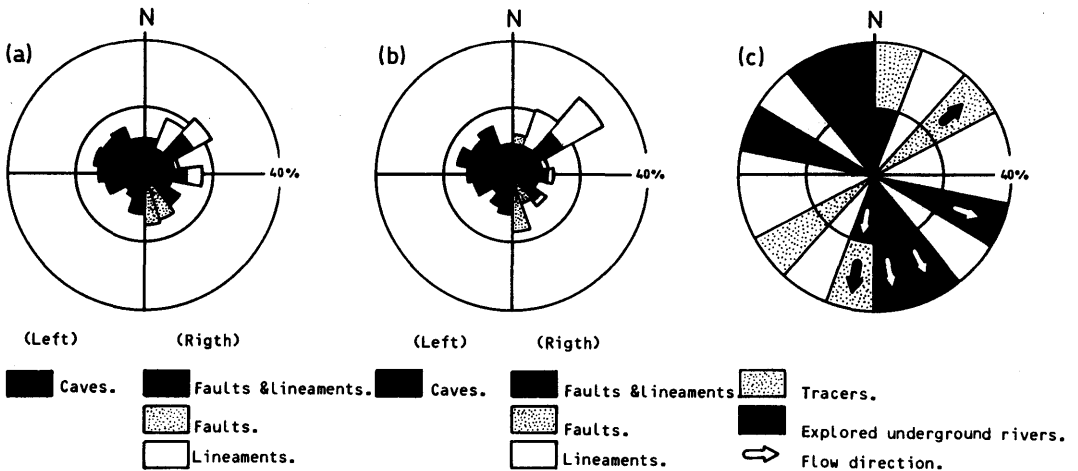


Figure 6. Orientation diagrams for Sierra de Lsbar, angular intervals 20° : comparison of fractures, lineaments, and cave orientations: a) expressed in number and b) expressed in length; c) underground directions of flow.

general, they are associated with tectonic troughs or semi-troughs that enclose the marly limestone and marl of Upper Cretaceous age.

Two groups of poljes can be differentiated: those of the core of the Sierra de L bar, of which the Llano de L bar is outstanding, and the Benaol n polje. In the former, the NE-SW orientation predominates while the latter is orientated at approximately N 20 . The comparative structural study was based on the analysis of three elements: 1) Lineaments visible in satellite photographs at a scale of 1:200,000, 2) faults drawn on the geological map at 1:50,000, and 3) rectilinear segments into which the cavities can be divided. Therefore, 107 main lineaments have been mapped, with a total length of 333 km, 290 faults totalling 255 km, and 267 rectilinear segments of cavities with a total length of almost 10 km.

Orientation diagrams were prepared for these data (Fig. 6). The representation by number of elements (lineaments, faults, or cavity segments) and by lengths are significantly similar; there are exceptions in some families of lineaments (e.g., the E-W lineament is quite well represented in numbers but much less so in length, or the fractures with a N 160  - 180  orientation are more significant in the length diagram). This type of comparative analysis may give indications as to the degree of consistency of all the elements analyzed. On the other hand, clear divergences occur between the diagrams for lineaments, faults, and cavities. The lineaments are very clearly grouped, particularly as far as length is concerned, around the main directional lines of the massif, the NW-SE axes of the large folds and major fractures are responsible for this behavior. The cavity diagrams show a greater distribution of the different families, although two maxima are drawn in N 80  - 100  and N 140  - 160 , both located around the NW-SE direction, at right angles to the main fold axes. Figure 6 shows jointly the diagrams for lineaments, faults, and cavities, by number on the one hand and by length on the other.

Likewise, we have drawn a schematic diagram of the directions of underground flow detected either by direct exploration of underground rivers, in the hydrogeologically active cavities, or by tracer experiments. It is seen that the main underground drainage directions are, for the underground rivers, ENE-WSW and a wide range between N 140  and N 200 , in the latter case coinciding with flows detected by tracers (Delannoy, 1987). This set of flow directions coincides, in part, with the main directions of the set of cavities of the massif, since the majority of them are hydrogeologically active. The NE is also detected by tracers as being a direction of flow, coinciding with the major features of the relief, the axes of the folds, the maximum lineaments, and one of the fracturing maxima.

In summary, the following conclusions may be drawn: 1) the main families of lineaments detected in satellite photos coincide with the main features of the relief, conditioned by the lines of direction of the largest folds and some of the large fractures, 2) this direction is also the flow of underground water detected by tracers, except in a single isolated case, 3) analysis of the faults shows the presence of several important families which adjust quite well to some of the underground flow directions, but not to the orientations of the rectilinear sections of cavities (This is clearly seen in the N 160  - 200  flow directions, outstanding in the fracturing, but negligible in the cavities.), 4) the orientations of lineaments and faults do not

coincide significantly, except in one of the main fracture families, 5) the cavities undergo a "shading" effect in respect of selective orientations, chiefly due to the detailed working scales used (1:10,000 to 1:100), 6) sections of galleries have detailed fracturing of the karst massif, that is, diacalse networks, and 7) some flow directions are entirely foreign to the known network of cavities and may be associated with lineaments and fracturing.

HYDROGEOCHEMICAL STUDIES OF THE MASSIF OF LA PIEDRA DE SAN MARTÍN

Conventional hydrochemical techniques continue to be of the greatest use in the study of karst hydrogeology. This paper relates seasonal variations of the underground flow and the chemistry of water. On the other hand, the application of more recent techniques, using isotopes and tracers, make it possible to resolve specific problems and confirm or discard hypotheses from earlier work. In this case, the methodologies referred to have been applied in the selected areas to the resolution of hydrogeological unknowns in aquifers with major level differences between the recharge and discharge zones; in one case, identifying the origin of the supply, and in another, the direction of the karstic flow.

Chemical and isotopic analysis of the precipitation at different altitudes and from different sources and underground flow paths of the karst massif of La Piedra de San Martín have yielded data of hydrogeological interest (López-Martínez et al., 1984; López-Martínez, 1986; López-Martínez and Herráez, 1987). The sampling stations used are located as indicated in Figures 4 and 10 where the altitudes and flows for each point selected are to be seen.

While a large part of the karst catchment zone is on the southern side of the frontier (Spain), the main sources of the massif are in the bottom of the Valley of Sainte Engrace in France (Figs. 4 and 7). Illamina has an annual average discharge of 5,640 L/s (maximum 49,000 L/s, minimum 350 L/s); Bentia has an annual average discharge of 2,470 L/s (maximum 20,000 L/s minimum 330 L/s) (Ravier, 1954). Samples were taken from all the measuring stations in the four seasons of the year. The results of part of the chemical analyses done are shown in Stiff diagrams, for the month of March, and included in Figure 7.

Precipitation has low ionic content and acidic pH; the springs have values between 75 and 160 mg/L of HCO_3^- , and between 27 and 54 mg/L of Ca^{2+} , with a pH of about 8. This makes clear the process of dissolution of the limestone, which reaches a volume in the massif estimated at $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ of CaCO_3 dissolved annually (López-Martínez, 1984). The greatest dissolution takes place in spring, when the waters are subsaturated and coincide with the largest flows due to the snow melt. In spring, the water has lowest conductivity values, and during the dry season, salt concentration increases. The values of Cl^- and Na^+ are similar in precipitation and springs, which means there are no materials in the aquifer which contribute these ions. The calcium bicarbonate nature of the springs and the underground rivers corresponds to their circulation through the Santonian limestone. These waters have calcite saturation indices between -0.2 and +0.5, while rainfall is subsaturated, with a saturation index between -4 and -5.

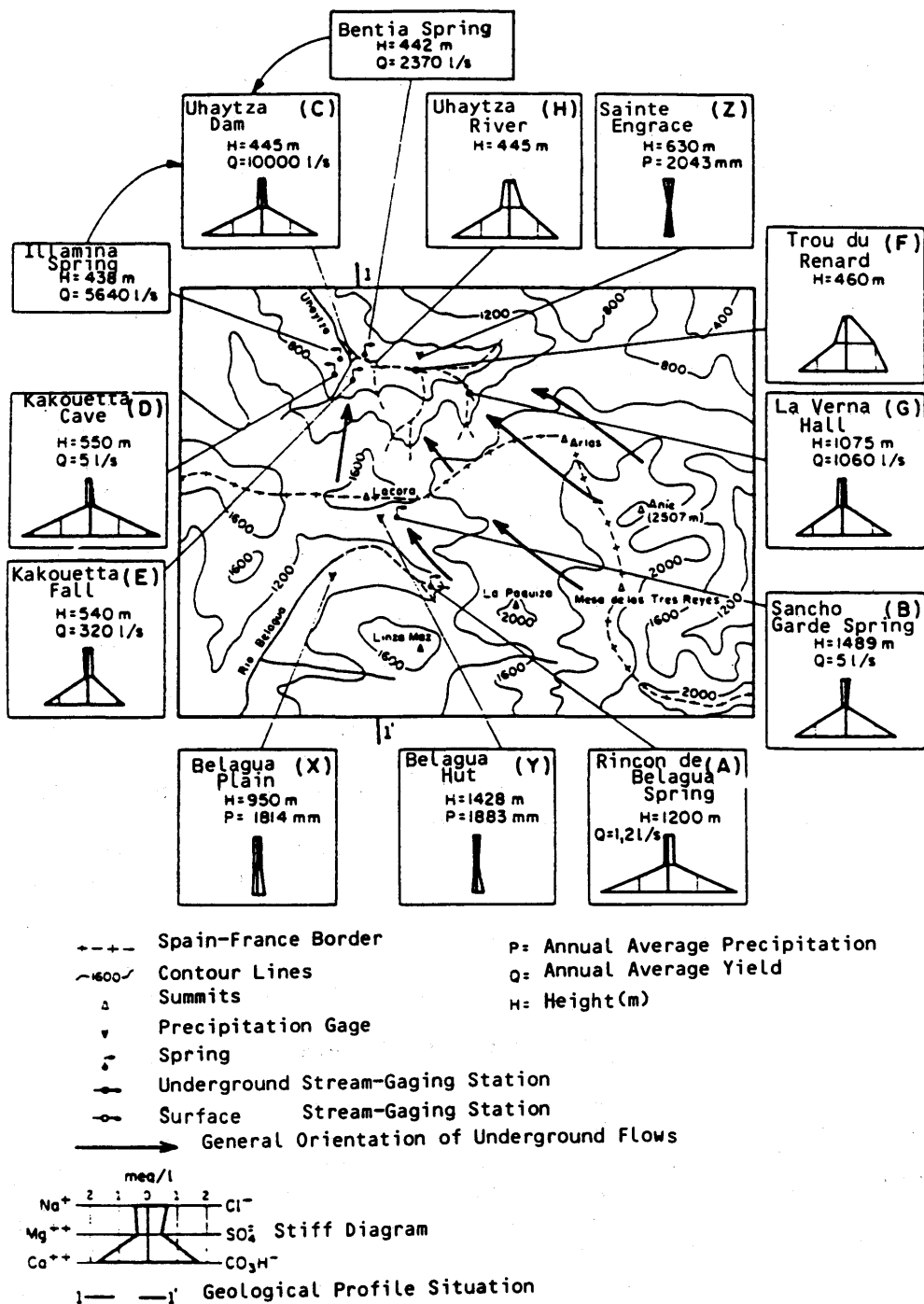


Figure 7. Hydrogeological data from the measurement stations in the massif of La Piedra de San Martín (after López-Martínez et al., 1984).

The composition is consistent in the samples from different times of the year and with different magnitudes of flows. Some variations are in sulfate content coinciding with summer low water, particularly at stations F and C, and somewhat less at E and D (Figs. 4 and 7). The same is seen at station F in winter, and at H, year round. All these measuring stations are at relatively low levels close to the Valley of Sainte Engrace, from which we may assume the influence of high sulfate water from the Trias gypsiferous marl.

The variations in the environmental isotopes in natural waters are a useful means of obtaining information on karst aquifers, due to the fractionation they undergo with temperature, altitude, and latitude changes (Dansgaard, 1964; Back and Zötl, 1975). In our case, analyses were done to study the variations in oxygen-18 content in precipitation, springs, and ground water sampled in the selected stations (Fig. 4 and 7). The results of these analyses, according to altitude and throughout the year, are shown in Figure 8. This shows that the precipitation has values of $\delta^{18}\text{O}$ with clearly marked seasonal variations, more negative in winter and autumn and a less negative peak in summer, showing also the effect of altitude (stations X, Y, and Z). These waters adjust to a straight line with a gradient in altitude of 0.12 per mil, every 100 m. This extremely low value is due to the large differences of altitude in the zone from 500 to 2,500 m.

Figure 8 also shows the seasonal variations of $\delta^{18}\text{O}$ of karst waters. In the A, B, and G measuring stations, the values become less negative from winter to autumn, without the summer peak that occurs in the precipitation. Moreover, the values are more negative than those for the precipitation at this level. This may be due to the influence of the snow melt, which gives $\delta^{18}\text{O}$ values of up to -10.54 per mil. At stations C, E, and H, with altitudes between 450 and 550 m, the values are much more negative than the precipitation at this level. This may be caused by the presence of precipitation supplied from higher altitudes, 1,000 to 1,500 m. The seasonal variations to be seen in sample D indicate a retardation in the isotopic content; in winter, the values shown are those for the precipitation in autumn, in spring those of the winter, and so on, which suggest a slower circulation through the karst. At station F (1,460 m), there are major supplies of water in autumn with more negative $\delta^{18}\text{O}$ values, from far higher levels, perhaps between 1,500 and 2,500 m.

HYDROGEOLOGICAL FLOW PATHS IN THE SIERRA DE LAS NIEVES

The Sima G.E.S.M. is the largest cave in the Sierra de las Nieves. Its mouth opens in a closed depression 1,687 m above sea level to the NNE of the maximum height of the massif (Torrecilla, 1919 m). The pit has a depth of 1,074 m from the mouth to the final syphon, plus another 21 m explored using underwater methods, to total 1,089 m of depth. The pit, which operates as a hydro-collector for the pluvial and nival water from the top part of the karst massif, has a high level of verticality, with just 1,581 m projected ground plan length (70% overall slope); the underwater section, at the final syphon has a slope of only 11%. It may be assumed that this is the regional phreatic level of the Sierra de las Nieves aquifer.

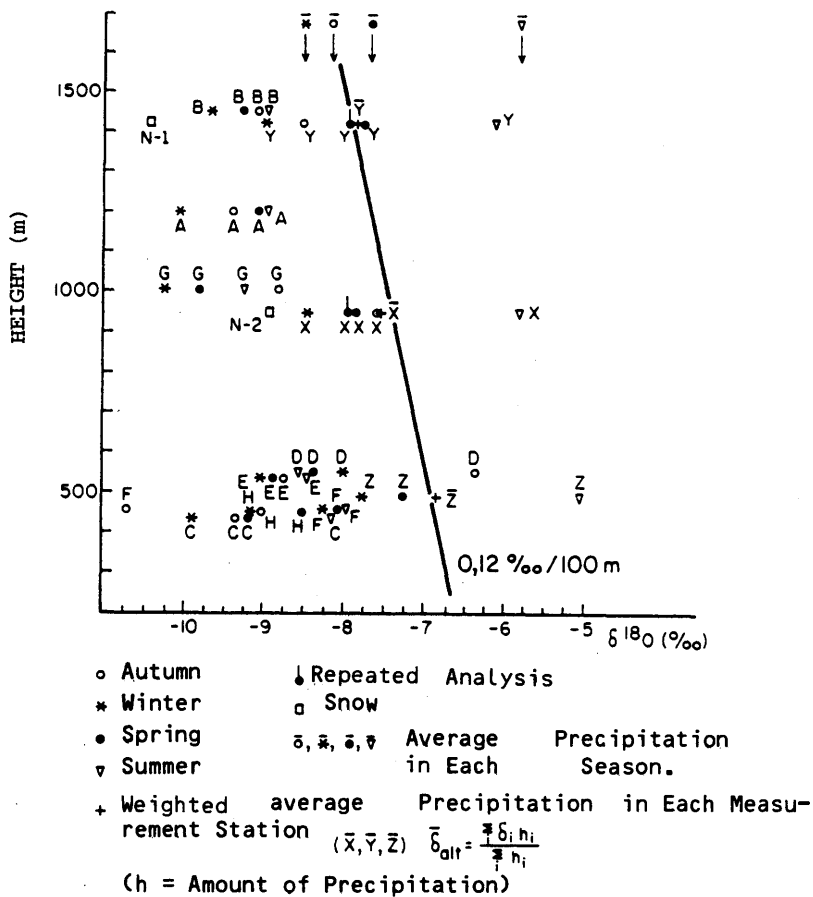


Figure 8. $\delta^{18}O$ variations in the precipitation and karst water versus altitude and seasons for the massif of La Piedra de San Martín.

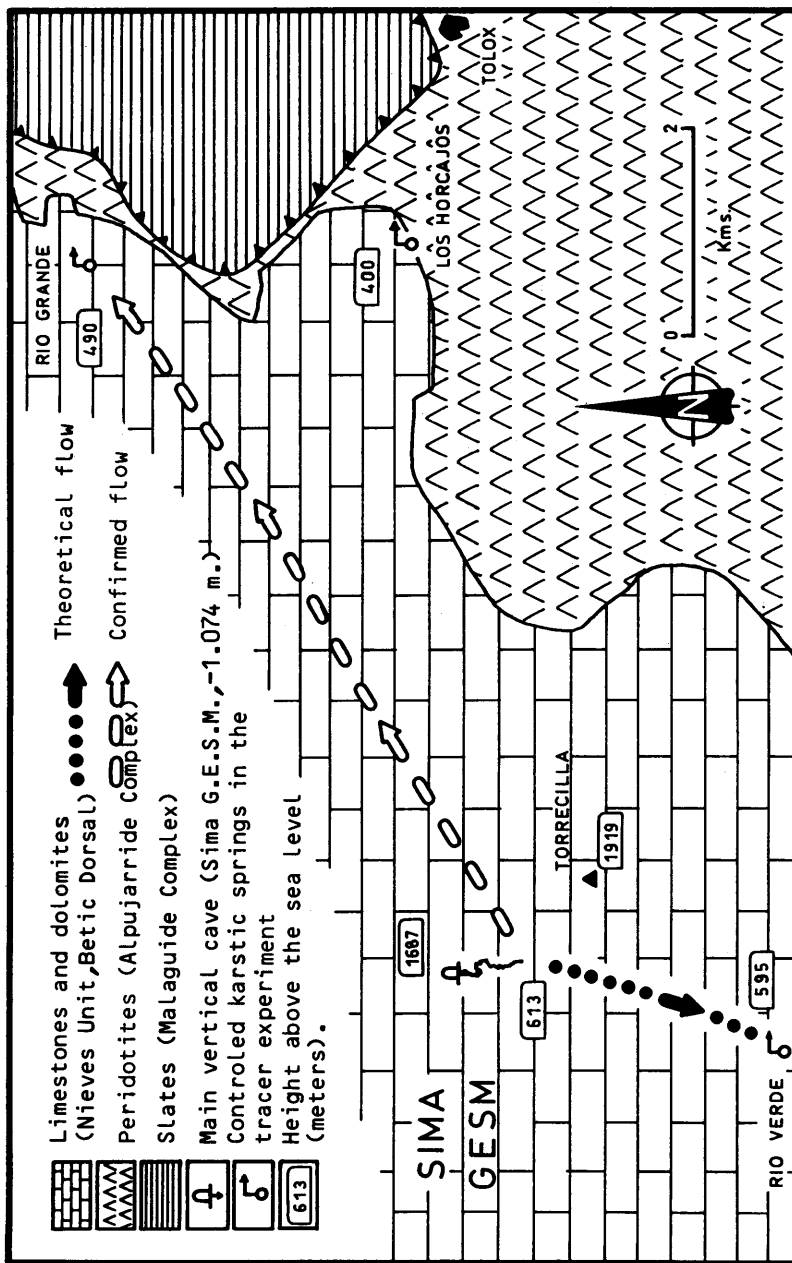


Figure 9. Theoretical and confirmed underground flow in the karst system of Sima G.E.S.M., Sierra de las Nieves.

Many attempts to discover connections between the ground-water flow in the pit and the karst springs draining the massif have been made. We show the result of a study using fluoresceine as a hydrological tracer. The detection of the tracer in monitored springs indicates that ground-water discharge from the G.E.S.M. pit flows to the northeast, contrary to what had been believed previously (Fig. 9). The differences of level between the final syphon of the G.E.S.M. pit and the Rio Grande Spring, where fluoresceine was detected, is approximately 123 m which, along with the length of the rectilinear path between them (8 km), gives an overall hydraulic gradient for the karst system flow of around 1.5%. This is exactly as quoted by Morell et al. (1986) in the karst system of Sant Josep, in the province of Castellon, deduced by using fluoresceine as a tracer.

The most important conclusions of this experiment with tracers are as follows: 1) the Rio Verde Spring is not a source for the karstic system of the G.E.S.M. pit, 2) the hydraulic connection is confirmed between the G.E.S.M. syphon and the Rio Grande spring, and 3) a continuous flow is detected in a northeast direction in the aquifer of the Sierra de las Nieves; that is, parallel to the southern contact of the unit with its impermeable edge, even though the massif has an internal structure with southward dip. In this respect, it is important to point out that the general geomorphological directions of the massif coincide with the axes of the main folds, which are precisely oriented NE-SW, the direction of the underground flow detected.

REFERENCES

- Back, W., and Zötl, J., 1975, Application of geochemical principles, isotopic methodology and artificial tracers to karst hydrology, in *Hydrogeology of Karstic Terrains: IAH Chapter IX*, p. 105-121.
- Benavente, J., y Mangin, A., 1984, Aplicación del análisis estructural de series de tiempo al sistema espeleológico Hundiadero-Gato: I Congr. Esp. de Geología, T. III. p. 541-553.
- Cabidoche, M., 1966, Contribution á la connaissance de l'ecologie des Trechinae pyrénéens: Thèse. Univ. Paris, 226 p.
- Dansgaard, W., 1964, Stable isotopes in precipitation: *Tellus*, v. 16, n. 4, p. 463-468.
- Delannoy, J. J., 1987, Reconocimiento Biofísico de Espacios Naturales de Andalucía: Serranía de Grazalema y Sierra de las Nieves: Junta de Andalucía - Casa de Velázquez, 50 p., 2 mapas.
- Durán, J. J., y López-Martínez, J., editores, (1989), *El karst en España*, Monografía S. E. Geomorf., n. 4, 413 p.
- Durán, J. J., y del Val, J., 1984, El karst yesífero en España: Condiciones geológicas y problemática territorial, ambiental y geotécnica: I Congr. Esp. de Geología, T. I, p. 623-634.
- Eraso, A., 1964, Análisis químico de las muestras recogidas en la vertical de la Pierre de Saint Martín, in *Larra - Sima de San Martín*: Ins. P. de Viana, p. 136-165.
- Eraso, A., 1986, Aplicación del método de predicción de las direcciones de drenaje al karst de la Sierra de Lívar (Málaga), in *El Agua en Andalucía*: vol. II, p. 291-302.
- IGME, 1983, Investigación hidrogeológica de las cuencas del Sur de España (Sector Occidental): Informe Técnico n. 1., 86 p.
- IGME, 1986, Mapa del Karst de España y Memoria: (68 p. y Mapa), E. 1:1,000,000.
- IGME, 1987, Mapa Geológico de España E.: 1:50,000, Hoja y Memoria de "Cortes de la Frontera", (n. 1,064), 55 p. y 1 mapa.
- Lhenaff, R., 1977, Les formes majeures de relief karstique dans la Sierra de Lívar (Andalousie, Espagne): *Norois*, 95 bis, p. 275-284.
- López-Martínez, J., 1984, Disolución de rocas carbonatadas. Cuantificación del proceso actual de karstificación en el macizo de La Piedra de San Martín, Cuadernos de Invest. Geográfica, T. X, fasc. 1-2, p. 127-138.

- López-Martínez, J., 1987, Relaciones entre la fracturación y el karst en el macizo de La Piedra de San Martín: Estudios Geológicos, 43, p. 217-225.
- López-Martínez, J., y Durán, J.J., 1988, Enfoque actual de las investigaciones geomorfológicas sobre el karst, in Perspectivas en Geomorfología: Monografía S.E. Geomorf., n. 2, p. 47-61, Zaragoza.
- López-Martínez, J., y Herraiz, I., 1987, Variaciones estacionales del contenido en Oxígeno 18 de las precipitaciones y manantiales en el acuífero kárstico de la Piedra de San Martín: 2º Congr. Geoquímica de España, p. 71-74.
- López-Martínez, J., Herraiz, I. y Llamas, M. R., 1984, Contribución al conocimiento hidrogeoquímico del macizo kárstico de La Piedra de San Martín: I Congr. Esp. de Geología, T. IV, p. 175-188.
- Maire, R., 1983, Connaissances actuelles sur le karst profond de Larra, Reunión Monogr. Karst. Larra-82: Publ. Serv. Geol. Diput. Navarra. p. 54-79.
- Martín Algarra, A., 1987, Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Bética: Tesis doctoral, Univ. Granada, 1171 p.
- Morell, I., Obarti, J., y Garay, P., 1986, Utilización de fluoresceína en el sistema kárstico de Sant Josep (Vall D'Uixó, Castelló): Lapiatz, n. 15, p. 3-5.
- Puch, C., 1987, Atlas de las grandes cavidades españolas: Exploracions, 11, 496 p., Barcelona.
- Ramirez del Pozo, J. y López-Martínez, J., 1988, Estratigrafía del Cretácico superior en las cabeceras de los valles de Ansó y Roncal (Pirineo Occidental): Rev. Soc. Geol. España, 1, (1-2), p. 37-52.
- Ravier, F., 1954, Prospections hydrogéologiques, Methode d'investigation basé sur la mesure des resistivités des eaux courantes: La Houille Blanche, n. spec. A, p. 57-76.
- Sahuquillo, A., 1986, Recursos hidraulicos en zonas kársticas. Experiencia española: Jornadas sobre el Karst en Euskadi, p. 341-363, San Sebastián.

CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES SPECIFIQUES DE LA REGION KARSTIQUE DES GRANDS CAUSSES

**(France méridionale)
par H. PALOC (*)**

RESUME

Ceinturés et dominés presque de toute part par les formations cristallines et métamorphiques de la plate-forme paléozoïque de la partie méridionale du Massif Central français, les plateaux calcaires de vaste étendue (près de 4.500 km²) qui constituent la région karstique des Grands Causses sont ce qu'il reste des dépôts marins qui ont comblé durant la première moitié de l'ère secondaire une dépression de la surface, préalablement pénéplanée, de cette plate-forme. L'empilement des sédiments a pu atteindre une puissance totale de l'ordre de 2.000 mètres dans la partie la plus déprimée de leur soubassement paléozoïque, avec des amincissements périphériques plus ou moins accentués selon les bordures (faciès côtiers) : il s'agit essentiellement de calcaires, de dolomies, et de marnes dont la disposition structurale d'ensemble peut être assimilée du point de vue de l'hydrogéologie à un système multicouche, mais très affecté ici par plusieurs familles de fractures découlant de diverses phases de contrainte, soit contemporaines de la sédimentation, soit produites au cours de la longue période écoulée depuis l'émersion des Grands Causses, c'est-à-dire entre le début du Crétacé et l'époque présente.

Une karstification intense, actuelle et ancienne, affecte calcaires et dolomies dont l'observation est rendue possible à la faveur notamment des entailles de grande ampleur provoquée par le creusement en canyon des rivières superficielles issues des formations paléozoïques (gorges du Tarn, de la Jonte, de la Dourbie) par suite de l'élévation à la fin du Tertiaire de l'ensemble de la région. Des témoins de plusieurs phases de karstification peuvent ainsi être observés, en surface comme en profondeur, actifs ou fossiles, au-dessus et au-dessous des niveaux actuels d'écoulement de ces rivières.

Compte tenu de leur situation actuelle (à la partie méridionale de la France) et de leur altitude (comprise entre 600 et 1200 mètres), les plateaux des Grands Causses sont soumis aujourd'hui à des conditions climatiques où se mêlent les influences des régimes méditerranéen, océanique et continental : précipitations abondantes (800 à 1200 mm / an) mais irrégulières, températures moyennes assez basses (8 à 12°), hivers longs et rigoureux, étés courts et secs. La karstification y est donc encore aujourd'hui très active, attestée par l'importance des volumes d'eau -de l'ordre de 2 milliards de m³- et de substances dissoutes -de l'ordre de 200 000 m³- restitués chaque année par les nombreuses sources apparentes ou occultes que drainent les canyons.

En fait, les conditions actuelles du drainage se révèlent être le produit de la rencontre par le réseau hydrographique superficiel de réseaux d'écoulements souterrains déjà installés et plus ou moins élaborés en profondeur : l'origine et le développement de ces écoulements souterrains "antécédents" trouvent leur explication dans les conditions hydrodynamiques qui ont été imposées à l'eau à la faveur de circuits de cheminement privilégiés, tels les plans de discontinuité engendrés par la tectonique ou la continuité de certains horizons de perméabilité appréciable au sein de la roche. Ainsi, et c'est ce que confirment les résultats de plongées en scaphandre, de forages et de travaux miniers, les formations karstifiées de la région des Grands Causses sont très généralement aquifères en-dessous du niveau des cours d'eau qui les drainent, recelant parfois, et notamment dans les niveaux dolomitiques de la base du Jurassique, de très importantes réserves d'eau.

(*) Hydrogéologue - MONTPELLIER (FRANCE)

MAIN FEATURES OF KARSTIC AQUIFERS IN THE "GRAND CAUSSES" AREA

(South of France)

ABSTRACT

In the southern region of French Central Massif, the karstic area of the "Grands Causses" is surrounded almost everywhere by a belt of crystalline and metamorphic rocks belonging to the paleozoic platform. This area is constituted by a vast limestone plateau (about 4500 Km²), remains of sea deposits which, during the first half of the secondary era, have filled a depression in the paleozoic surface, this last one being, at the origine, a peneplain.

These sediments piling up on top of each other became very thick, about 2000 m, in the lowest part of the paleozoic bedrock, with a certain amount of variations at the edges, such as coastal faciès. It consists mainly of limestones, dolomites and marls.

From the point of view of hydrogeology, the whole of their structure is comparable to a multi layered system but sensibly modified by faults and tectonics forces at the time of sedimentation or during the long period which took place after the emersion of the "Grands Causses" between the beginning of the Cretaceous and our present time.

A very strong karstification, happening in former times as well as nowadays, affects limestones and dolomites : the observation of which is made easy because of the huge clefts, due to the canyons dug by the surface rivers flowing from the paleozoic formations (gorges of the Tarn, of the Jonte, of the Dourbie), in turn caused by the raising of the whole area at the end of the Tertiary era. Several phases of karstification may be seen, on the surface as well as underground, active or fossilized, above as well as under the level of the river flow.

Considering their position (in the South of France), their heights (between 600 and 1200 m), the "Grands Causses" are today subjected to the conditions of a mixture of mediterranean, oceanic and continental climates: abundant but uneven rainfall (800 to 1200 mm/year), average temperature rather low (8 to 12°C), long and harsh winters, short and dry summers. Therefore, the karstification is still very active: this is testified by the amount of the volume of water -to the order of 2 milliards m³- and of matters dissolved -to the order of 200,000 m³- given back, every year, by the numerous springs, hidden or visible, which are drained by the canyons.

In fact the present conditions of the drainage results from the meeting of hydrogeological network on the surface and the underground network already in existence at various depths: the origin and the development of these underground waters, which were previously in existence, are explained by the hydrodynamic conditions which allowed the waters to find a favorable way, such as the uneven layers due to the tectonic or the continuity of certain amount of permeability very noticeable in some rocks (dolomites).

The results are confirmed by diving, drilling and mining: the karstification of the "Grands Causses" are in the main aquiferous below the level of the rivers which drain them and, in particular, in the dolomitic areas of the Jurassic, storing a huge quantity of water.

SOMMAIRE

TEXTE

- 1 - Introduction
- 2 - Constitution géologique
 - 2.1. Milieu de sédimentation
 - 2.2. Nature des sédiments
 - 2.3. Architecture
- 3 - Hydrologie souterraine
 - 3.1. Données générales pour l'ensemble des Grands Causses
 - 3.1.1. Sources
 - 3.1.2. Pertes
 - 3.1.3. Réseaux souterrains
 - 3.2. Données spécifiques aux quinze unités distinguées
- 4 - Essai de chronologie
- 5 - Conclusion
- 6 - Sélection de références

PLANCHES

- Ia : Grands Causses - Principales subdivisions - Régions périphériques
- Ib : Potentiel d'alimentation - Pluie efficace
- II : Géologie
- III : Coupes schématiques
- IV : Hydrologie
- V : Eaux souterraines
 - Va : Epaisseur de la zone non saturée
 - Vb : Epaisseur de la zone saturée

TABLEAUX

- 1 : Superficie - Potentiel d'alimentation - Altitude
- 2 : Chimie des eaux de quelques sources principales

1 - INTRODUCTION

Les Grands Causses (ou Causses Majeurs) sont un ensemble de vastes plateaux calcaires et dolomitiques, d'âge Jurassique, qui s'étendent sur environ 4500 Km² entre les reliefs montagneux de la partie méridionale du Massif Central Français, à une faible distance -de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres- du rivage de la Mer Méditerranée.

Ces plateaux, dont les altitudes moyennes sont comprises entre 600 et 1200 m, sont entaillés par de profonds canyons dont la plupart ont été creusés par des cours d'eau allochtones, issus du massif granitique cévenol, et qui assurent au cours de leur traversée des Grands Causses une grande partie du drainage de leurs eaux souterraines : 80 % au profit du bassin atlantique, 20 % au profit du bassin méditerranéen. Les altitudes extrêmes au sein de chacune de ces aires de drainage (Grands Causses s.s.) sont respectivement de 1247 m et de 340 m pour la première, de 955 m et de 44 m pour la seconde, soit une dénivelée voisine de 900 m dans les deux cas.

Deux niveaux aquifères peuvent y être distingués :

- l'un est constitué par les formations, essentiellement dolomitiques, qui se trouvent à la base de la série jurassique (Lias inférieur ou "Karst inférieur"),
- l'autre, séparé le plus souvent du premier par l'écran marneux du Lias supérieur -écran inégalement présent et d'épaisseur variable selon les secteurs- est constitué par les formations calcaires et dolomitiques du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur "Karst supérieur").

L'originalité de ces niveaux aquifères est leur drainage par de très nombreuses sources -plusieurs centaines, dont seulement une vingtaine peuvent être considérées comme très importantes- malgré une karstification très poussée attestée par la présence de plusieurs milliers de cavernes et par divers autres nombreux effets de l'altération karstique (polje, dolines, vallées sèches, reculées...). Une très grande complexité structurale en est à l'origine, liée à la fois à la paléomorphologie du substratum paléozoïque et aux déformations et morcellements des couches jurassiques, et donc de leur écran marneux, qui ont résulté des diverses phases de contrainte tectonique auxquelles a été soumise la région.

On est ainsi conduit à subdiviser les Grands Causses en un plus ou moins grand nombre d'unités, les critères adoptés pouvant être très divers : géographiques, en fonction par exemple des tracés des canyons et vallées ; lithologiques, en fonction des changements de faciès ou des contacts stratigraphiques ; tectoniques, en prenant en compte les compartiments que délimitent certaines failles : hydrologiques, d'après les résultats d'expériences de traçage, etc. Les subdivisions proposées par les auteurs reposent en général sur un choix combinant des limites de nature différente, et parmi les très nombreuses unités qui ont pu ainsi être distinguées, ce ne sont que celles qui nous ont paru les plus intéressantes à examiner dans ce chapitre en fonction de son objectif qui ont été retenues. Leurs limites ont été figurées sur la planche la.

En fait, du point de vue de l'hydrogéologie, l'essentiel de la région des Grands Causses doit être considéré comme un système bi-couche, compartimenté et drainé par plusieurs cours d'eau, et entouré d'un certain nombre de petits systèmes satellites indépendants.

2 - CONSTITUTION GEOLOGIQUE

2.1. MILIEU DE SEDIMENTATION

Les Grands Causses sont le produit de l'empilement, puis de l'érosion partielle, de couches sédimentaires qui ont été déposées par une mer à niveau variable ayant occupé à partir du Trias et jusqu'au sommet du Jurassique -soit pendant 120 millions d'années- une aire déprimée et subsidente de la plate-forme de terrains anciens, fortement pénéplanée, que constituait alors la partie méridionale du Massif Central et que l'on a dénommée le "haut fond occitan".

Le bassin "caussenard" apparaît ainsi comme une aire singulière de dépôts faisant la transition avec les domaines périphériques occupés par des mers plus profondes qui ont plus ou moins recouvert durant tout le Secondaire et une partie du Tertiaire le haut fond occitan : à l'Ouest, le domaine aquitain ; à l'Est le domaine alpin ; au Sud, le domaine languedocien, ou domaine pyrénéo-provençal.

C'est dans l'axe du bassin caussenard, suivant une direction NNE-SSW, que les couches présentent leur plus grande épaisseur en raison de la subsidence : près de 2000 m de calcaires, de dolomies et de marnes dont les modifications de faciès apparaissent directement comme la conséquence des nombreuses variations du niveau de la mer, sans toutefois que sa profondeur n'ait jamais été très importante (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et jusqu'à un maximum de 100 mètres ?). De part et d'autre de cet axe, mais de façon inégale selon la direction et l'éloignement, on observe un amincissement de certaines de ces couches, puis leur disparition, soit par lacune de sédimentation, soit par abrasion.

2.2. NATURE DES SEDIMENTS

Du point de vue de leur comportement vis à vis de l'eau, les divers étages qui constituent la série géologique des Grands Causses peuvent être regroupés en quatre ensembles principaux (Cf. planche II) :

- le socle : le Trias a été réuni au Primaire (Antecambrien à Permien). Trias et Primaire, bien que formés de terrains très variés (granites, schistes, grès, argiles...) se comportent en effet très généralement comme des terrains imperméables. Ils constituent ensemble le mur du karst inférieur des Grands Causses.

- le karst inférieur : il englobe des formations de dolomies et de calcaires divers du Lias inférieur et moyen (Hettangien à Carixien) dont la puissance totale varie de 50 à 350 m. Ces formations affleurent sur tout le pourtour des Grands Causses, mais principalement sur leur bordure occidentale (Causse Rouge et avant-causses du Larzac).

- le Lias marneux (Domérien à Aalénien inférieur) : il ne joue en fait un rôle d'écran entre karst inférieur et karst supérieur que lorsque son épaisseur est suffisamment importante, de 10 à 20 m et pouvant atteindre 300 m dans les parties Nord et Ouest du bassin caussenard. Par contre, étant absent ou très réduit dans les secteurs Est et Sud-Est du bassin, il y a continuité hydraulique entre les deux niveaux aquifères. Une telle continuité peut également être observée lorsque karst inférieur et karst supérieur sont directement en contact par faille.

- le Karst supérieur : il est formé par une épaisse série -800 m à 1300 m- de dolomies et de calcaires variés, plus ou moins bien lités (Aalénien supérieur à Portlandien). Les différences de faciès en sont bien discernables par les contrastes morphologiques qu'ils induisent dans le paysage. En effet, tandis que les dolomies constituent les principales falaises des canyons et les reliefs ruiniformes des plateaux (dont

Montpellier-le-Vieux est le plus bel exemple), les calcaires bien stratifiés déterminent des talus en marches d'escalier qui séparent les falaises dans les canyons, et des formes de relief très adoucies sur les plateaux, telles les vastes étendues du Causse Méjean. De même les petits niveaux de la base (avec lignites) et du sommet du Bathonien constituent çà et là des replats très caractéristiques que soulignent fréquemment les émergences de petites sources.

Au-delà de ces quatre ensembles, l'émersion définitive de la région des Grands Causses, dès la fin du Jurassique -et au tout début du Crétacé à leur extrémité Sud-Orientale- détermine le début d'une très longue évolution continentale puisqu'elle va s'étendre sur près de 130 Millions d'années.

Par opposition avec la région des Garrigues (dans le quart Sud-Est de la planche II) où la sédimentation va se poursuivre sous forme de dépôts marins, lacustres ou continentaux de divers âges, on n'observe dans le territoire des Grands Causses que de faibles accumulations de formations continentales plus ou moins remaniées (résidus de cuirasses latéritiques, vestiges d'épandages fluviaux, terres rouges, éboulis, tufs...), ainsi que les témoins (coulees, necks, cheminées, dykes) des diverses manifestations volcaniques qui ont affecté, à partir du Miocène -et faisant abstraction de témoins antérieurs au Tertiaire- divers secteurs des Grands Causses, le Larzac-Sud tout particulièrement.

Ces diverses accumulations et manifestations, non figurées sur la carte de la planche II compte tenu de son échelle, sont néanmoins d'un grand intérêt pour l'étude de la karstification.

2.3. ARCHITECTURE

Du point de vue tectonique, les Grands Causses sont hachés par de nombreux accidents : toutefois, s'agissant d'un bassin de plate-forme éloigné des zones orogéniques actives, leurs sédiments n'ont eu à subir que des déformations de faible ampleur relative mais dont les effets ont été déterminants dans l'organisation des écoulements souterrains.

Diverses phases ont pu être distinguées, les unes contemporaines de la sédimentation (à l'origine des grandes failles normales de la bordure orientale des Grands Causses et du détroit de Rodez), les autres postérieures à l'émersion, mais toutes fortement dépendantes du rejou des structures paléozoïques.

- C'est la phase de compression liée à l'orogénèse pyrénéenne -dite aussi phase pyrénéo-provençale débutant dès le Crétacé mais rapportée essentiellement à l'Eocène supérieur- qui est considérée comme la plus importante. Le champ des contraintes exercées alors sur le bassin caussenard, globalement selon une direction NNE-SSW, est responsable des grandes failles inverses (orientées de Nord 70° à Nord 110° en allant du Sud au Nord du bassin), de coulissements de l'ordre de 500 à 1000 m (senestres pour les failles dirigées NE-SW, dextres pour celles dirigées NW-SE) et de plis, en général cylindriques et toujours associés aux failles inverses ou aux décrochements. La plupart des fentes de tension et des diaclases, très nombreuses dans les Grands Causses et qui affectent inégalement marnes, calcaires et dolomies, doivent être rattachées à cette phase de compression.

- Ultérieurement, à partir du début de l'Oligocène, ces accidents seront plus ou moins réactivés -les accidents subméridiens notamment- en relation avec une reprise de la surrection du massif cévenol et les phénomènes de distension qui créent dans la moitié Est de la France de grandes fosses à fort taux de sédimentation : le fossé de Montoulieu, au pied de la Séranne, et celui d'Alès, à 40 Km à l'Est du Causse Méjean, sont les plus proches témoins de cette phase de distension.

- Enfin, pendant le Néogène, les Grands Causses paraissent n'avoir que très peu subi les effets en compression de l'orogénèse alpine, effets surtout sensibles à l'Est du Massif cévenol (Causses du Bas-Vivarais) selon une direction de contraintes Est-Ouest, c'est à dire sensiblement perpendiculaire à celle de l'orogénèse pyrénéenne. Au cours de cette période et se prolongeant durant le Quaternaire, une nouvelle surrection du massif cévenol (de l'ordre du millier de mètres ?) entraîne un dernier rejeu de certaines failles, créant des abrupts dans la surface topographique et favorisant des venues éruptives, l'âge de ces venues étant compris entre 13,8 et 0,7 millions d'années.

3 - HYDROLOGIE SOUTERRAINE

3.1. DONNEES GENERALES POUR L'ENSEMBLE DES GRANDS CAUSSES

De façon globale, les traits caractéristiques principaux des conditions actuelles d'écoulements sont les suivants :

3.1.1. Sources

Sur la carte de la planche IV ont été reportées 71 sources pérennes qui correspondent à l'aboutissement des principaux systèmes de drainage tels que plus de 100 expériences de traçage ont permis de les déterminer. En fait, un plus grand nombre de sources a été inventorié, de l'ordre de 400 -en ne considérant que celles d'une certaine importance- nombre auquel il faut ajouter environ 250 sources temporaires. Seules une vingtaine de ces sources ont un débit moyen annuel voisin ou supérieur à 1 m³/s. Les sources pérennes se répartissent sensiblement pour moitié entre les deux aquifères des Grands Causses (avec toutefois un léger avantage pour l'aquifère supérieur), tandis que les sources temporaires sont plus nombreuses (70 %) dans l'aquifère supérieur que dans l'aquifère inférieur.

Localisation :

Elle est souvent déterminée par l'affleurement d'un niveau marneux soit au mur de l'aquifère (n°2 par ex.), à la périphérie des Grands Causses notamment, soit à son toit (n°6 par ex.). Mais l'influence de la tectonique est également fondamentale (n°54 par ex.). Enfin, il en est un bon nombre dont la situation est liée à la position actuelle des écoulements superficiels (gorges du Tarn, de la Dourbie, de l'Hérault, de la Vis...) qui ont été amené, en approfondissant leur talweg, à recouper des conduits karstiques préexistants interrompant ainsi le trajet ancien de l'écoulement souterrain qui transitait par ceux-ci (n°55 par ex.). Les plongées en scaphandre réalisées dans quelques unes de ces sources montrent que ces conduits se développent le plus souvent bien en-dessous des talwegs de surface (près de 100 mètres à Gourneyrou, source voisine de la source de Gourneyras, n°61), attestant l'existence de karsts profonds noyés en permanence et qui ne sont encore que très partiellement accessibles aux plongeurs.

Régime :

du point de vue hydrologique, le potentiel d'alimentation en eau des karts des Grands Causses est assimilable, à quelques pourcents près, à la hauteur calculée de la pluie efficace (infiltration + ruissellement). Les ruissellements peuvent en effet être considérés comme négligeables en dehors des périodes de pluies d'intensité exceptionnelle. Citons en exemple celles qui se sont produites en Décembre 1980 sur la partie orientale du Causse Noir (350 mm en quelques heures) où elles ont provoqué le débouffage de nombreux orifices de cavité. De même, les marnes du Lias donnent bien lieu à des ruissellements, mais, généralement, ceux-ci contribuent de façon différée à l'alimentation du karst inférieur.

On a indiqué en tableau 1 l'importance des apports d'eau moyens annuels, déduits de la carte de distribution de la pluie efficace, à chacun des ensembles karstiques distingués, en tenant compte de leur surface et de leur

localisation respectives (Cf. planches Ia et Ib). Ces valeurs se trouvent vérifiées, à peu de choses près, par l'observation directe du régime de celles des principales sources des Grands Causses qui ont fait l'objet de contrôles périodiques de leur débit.

Ce régime est toujours très irrégulier, conséquence des influences climatiques plus ou moins accusées -plus méditerranéennes au Sud, plus océaniques et continentales à l'Ouest et au Nord des Grands Causses- auxquelles sont soumis les différents secteurs de la région, selon leur localisation, leur exposition et leur altitude.

Mais il varie aussi en fonction du faciès de la roche réservoir :

- en période de fortes pluies, une activité soudaine et générale caractérise les réseaux souterrains, d'autant plus intense que les pluies sont plus rapprochées. Elles provoquent le fonctionnement de trop-pleins, parfois hauts en altitude ou éloignés des sources pérennes, mais aussi en certains secteurs la formation de lacs temporaires à la surface des plateaux dont la durée de remplissage est particulièrement importante lorsqu'ils sont supportés par des terrains dolomitiques. Ces pluies se produisent en général de la fin de l'automne au début du printemps, qui est la période de recharge des aquifères.

- en période de décrue, les décroissances du débit sont les plus rapides dans les calcaires marneux, plus faibles dans les calcaires purs très diaclasses, les plus lentes dans les dolomies.

- en période d'étiage, les plus forts débits observés sont propres aux sources des terrains dolomitiques. C'est la période de tarissement des sources qui peut s'étendre de Mai à Août, certaines d'entre elles, hormis celles qui drainent de vastes impluviums, pouvant cesser toute activité.

. du point de vue physico-chimique, les eaux souterraines des Grands Causses sont des eaux bicarbonatées calciques et plus ou moins magnésiennes selon la présence plus ou moins importante de dolomie dans leur bassin hydrologique. De façon générale (Cf. tableau 2), ce sont des eaux moyennement minéralisées (moins de 500 mg/l) mais présentant une variabilité notable de leur concentration en fonction du régime hydrologique, variabilité qui peut être de + ou - 20 % (et quelquefois plus). Les plus fortes minéralisations s'observent en périodes d'étiage durant lesquelles les eaux de certaines sources peuvent présenter une sursaturation temporaire alors qu'elles restent sous-saturées la plus grande partie de l'année. Les plus faibles minéralisations sont toujours liées aux périodes de fortes crues ; elles caractérisent plus spécialement les résurgences en relation avec des pertes d'écoulements issus du socle, telles les résurgences de la Nize (n°6), des Douzes (n°33), des Combes (n°68), de Bramabiau (n°71).

Il en est de même pour les températures, dont la variabilité saisonnière peut atteindre 2 à 3°C par rapport à leur valeur moyenne annuelle toujours assez voisine de la température moyenne annuelle de l'air, soit entre 9 et 13°C selon la situation des sources.

En dehors des périodes de très fortes crues qui provoquent sur certaines sources un trouble passager plus ou moins accentué lié à l'entraînement direct de particules solides par accélération des vitesses d'écoulement dans les réseaux souterrains, c'est à la dissolution du calcium et du magnésium qu'est due la plus grande part de la quantité de matière minérale évacuée par les sources.

Il est devenu courant dans les études consacrées aux karsts d'exprimer le taux de cette perte de matière pour une même période de référence (1000 ans) permettant ainsi la comparaison des conditions actuelles de la karstification en différentes régions. L'usage d'un tel index pour des périodes plus reculées est beaucoup plus hasardeux en raison d'une connaissance fragmentaire des conditions anciennes d'environnement, climatique et

pédologique surtout, et de leur évolution jusqu'à nos jours. Il permet néanmoins d'introduire, avec les réserves qui s'imposent, quelques jalons de plus dans la difficile reconstitution des processus anciens de la karstification.

En ce qui concerne les Grands Causses, pour une minéralisation moyenne en carbonates de 300 mg/l et pour un débit moyen annuel de 57 m³/s (Cf. tableaux 1 et 2) le stock de roche annuellement exporté serait en poids de l'ordre de 540.000 tonnes, soit un volume d'environ 200.000 m³. Si l'on admet que la plus grande partie de ce stock est prélevée dans la partie superficielle du karst (ainsi que l'établissent les études récentes consacrées aux karsts du Sud de la France quant aux modalités d'acquisition de la minéralisation de leurs eaux souterraines), ce serait une tranche de l'ordre de 45 mm d'épaisseur qui disparaîtrait en mille ans de la surface des Grands Causses. En fait cette tranche serait comprise entre 30 et 80 mm selon les secteurs considérés. Or, on observe qu'à l'intérieur de ses seules limites actuelles d'affleurement, la série du Jurassique a été plus ou moins fortement réduite par rapport à sa puissance initiale : par exemple, dans les parties centrales des plateaux (Larzac-Nord notamment) où n'affleure plus que le Jurassique moyen, on peut estimer que la série a été réduite d'environ 600 m (axe du bassin). En regard des taux de dissolution précédemment cités, et en supposant des phénomènes constants, une telle réduction aurait ainsi nécessité entre 7,5 et 20 Millions d'années.

3.1.2. Pertes

La plupart ne se manifestent qu'en période de crue. Celles situées sur les plateaux ne présentent que des écoulements de faible débit, conséquence de la faible extension des impluviums qu'elles drainent. Par contre le débit de celles situées dans les vallées est toujours plus élevé mais ces pertes ne sont souvent que partielles, l'écoulement de surface se poursuivant à leur aval. Les pertes pérennes importantes sont relativement peu nombreuses et, à quelques rares exceptions près (Bramabiau, n°71, Glassac, n°17, les Douzes, n°33), leur débit apparaît faible en regard de celui de leurs résurgences. De façon analogue à ce qui a été observé pour certaines sources, nombre de ces pertes de vallée sont liées à la rencontre et au décolmatage progressif par les rivières de surface de conduits souterrains antérieurement établis, capables d'absorber la totalité d'un écoulement en étiage, contre une partie seulement de cet écoulement en période de crue.

3.1.3. Réseaux souterrains :

. Dans la zone non saturée, dont l'épaisseur peut dépasser 400 m (Cf. planche Va), la plupart des réseaux souterrains sont fossiles et la quasi-totalité des écoulements qui les empruntent, qu'ils soient permanents ou temporaires, ne présentent que des débits modestes sans rapport avec les dimensions des conduits. Seuls une dizaine d'entre eux recourent des écoulements de débit notable soit parce qu'ils atteignent un écran imperméable, soit parce qu'ils se trouvent proche du niveau d'écoulement d'une source. Beaucoup de ces réseaux sont aujourd'hui en situation singulière par rapport à la morphologie de surface, haut perchés dans les versants, isolés dans les butes témoins, parfois presque dépourvus de terrains de couverture, et même localement rabotés par l'érosion ainsi qu'en attestent les masses stalagmitiques que l'on rencontre en bien des points à la surface des plateaux, aussi bien sur les hauteurs que dans les vallées sèches. De tels témoins, mieux conservés parce que moins solubles que la roche encaissante, prouvent que d'importants réseaux se sont élaborés autrefois au sein d'une masse rocheuse dont la morphologie nous échappe, et que l'évolution ultérieure de la surface des Grands Causses a fait plus ou moins disparaître. Par le même processus peuvent apparaître de nouveaux accès à des réseaux souterrains sous l'effet de l'altération de la surface topographique, par effondrement ou par décolmatage

. dans la zone saturée, dont l'épaisseur peut dépasser 250 m (Cf. planche Vb), la mise en évidence de ces réseaux n'est pas aussi aisée en raison des contraintes spécifiques à cette zone qui ne permettent que très exceptionnellement et que très partiellement d'y effectuer des observations. Les plongeurs

spéléologues ont toutefois entrepris de façon significative la reconnaissance de ceux de ces réseaux qui ont un débouché pénétrable en surface, les sources de type vauclusien spécialement. Par ailleurs l'existence de tels réseaux profonds a pu être constatée à l'occasion de récents travaux miniers entrepris dans la région de Trèves, sur la bordure orientale du Causse Noir. On a pu y observer directement plusieurs conduits karstiques, dont certains de section plurimétrique et plus ou moins encombrés de galets : ils ont été recoupés dans la zone saturée du "karst inférieur" à partir d'une profondeur de 127 m sous le niveau initial permanent de l'eau souterraine (cote + 570), après que ce niveau ait été rabattu de 163 m (cote + 407) en 10 mois de pompage (débit moyen : 5500 m³/j; temp. : 22 à 23°C).

On ne dispose ailleurs que des seules données de forages exécutés pour la plupart pour la recherche minière, et quelques-uns pour des exploitations d'eau. Tous ont révélé l'existence d'une karstification très développée en zones noyées permanentes -dans l'aquifère inférieur comme dans l'aquifère supérieur- et jusqu'aux profondeurs maximales atteintes. Ainsi, à Montbrun dans les Gorges du Tarn, cette karstification a été décelée jusqu'au mur de l'aquifère supérieur (cote + 140), soit à 350 m au-dessous du niveau d'écoulement de la rivière (cote + 490). Les ouvrages ont parfois donné lieu à des venues artésiennes, notamment dans la région de Millau où un forage atteignant le karst inférieur a débité 45 m³/h avec pression en tête d'ouvrage de 1,3 Kg/cm². Qu'elles soient ou non artésiennes ces eaux se singularisent par rapport à celles des sources par une élévation de leur température (entre 22 et 30°C) et de leur minéralisation (tendance à une évolution vers un faciès sulfaté sodique).

3.2. DONNEES SPECIFIQUES AUX 15 UNITES DISTINGUEES (Cf. planches)

A - Causse Comtal (DODGE, 1983) : compartimenté par failles en 5 causses disposés en "gouttières" orientées Est-Ouest et dénommées (du Nord vers le Sud), C. de Lanhac (53 Km²), de Curlande (32 Km²), Comtal s.s. (105 Km²), Souyri-Lacombe (55 Km²) et Fontanges (22 Km²). On y a recensé 110 sources, 200 cavités naturelles (le plus souvent subhorizontales et dont plusieurs dépassent 2000 m), 1500 dolines, 60 Km de vallées sèches. Les principales sources sont celles de Salles-la Source (n°2 - Débit en m³/s : mini 0,035 ; maxi 10 ; moyen 0,84), de Muret (n°3 - Débit en m³/s : mini 0,05 ; maxi 10) de Roquemissou (n°1- Débit en m³/s ; mini 0,03 ; maxi 1). La zone noyée du karst supérieur où se développe le réseau souterrain de Salle-la-Source a été reconnu par plongée sur 36 m de profondeur et sur plusieurs centaines de mètres.

B - Causse de Bozouls (DODGE, 1983) : 13 sources dont la plus importante est celle de Bozouls (n°4 - Débit en m³/s ; mini 0,01 ; maxi 5) avec une zone noyée dans le karst inférieur (karst barré). Une vingtaine de cavités naturelles (plus grande longueur reconnue : 2270 m).

C - Causse de Sauveterre (ROUQUET, 1976) : il présente une très grande variété et une très forte densité de phénomènes karstiques de surface (des dolines et des vallées sèches notamment) mais son sous-sol est encore relativement peu connu : près de 400 cavités y ont toutefois déjà été recensées, dont plusieurs ont des longueurs supérieures à 1000 m (4000 m pour la plus longue), et plus d'une centaine de sources dont les écoulements se répartissent en trois sous-bassins :

C1 - Dans celui du lot, ces écoulements sont issus de 2 niveaux de sources :

- Celles qui émergent de l'aquifère inférieur sont :

. Soit des sources de déversement (au mur de l'aquifère), spécialement dans la partie occidentale de la bordure du Causse où le Lot a creusé sa vallée en dessous du mur imperméable de l'aquifère. Ces sources sont assez nombreuses mais de faible débit car elles drainent des impluviums limités, à

l'exception de celles qui sont alimentées en partie par des pertes d'écoulement issus de l'aquifère supérieur (ce qui est notamment le cas pour la source n°17 qui restitue au profit du Lot les pertes d'eau du ruisseau de Serre, tributaire de L'Aveyron).

. Soit des sources de débordement (au toit de l'aquifère), spécialement dans la partie orientale de la bordure du Causse où le Lot n'atteint pas le mur imperméable de l'aquifère : deux de ces sources présentent des débits relativement élevés, en relation démontrée (n°6) ou probable (n°16) avec des eaux de surface.

- Celles qui émergent de l'aquifère supérieur sont toutes des sources de déversement mais leur régime est moins régulier que celui des sources de l'aquifère inférieur. Certaines d'entre elles, situées à la base de belles reculées, donnent accès à des réseaux souterrains de grande ampleur, parfois pénétrables sur plusieurs centaines de mètres (3400 m à la source n°8). La pérennité de leur écoulement, à des altitudes très supérieures (+715 à +630) à celles des sources que draine le Tarn (+515 à +410), atteste de l'indépendance actuelle -au moins en période d'étiage- des aires de drainage du Lot et du Tarn. Mais il reste à établir l'historique et l'avenir de l'évolution de l'importance respective de ces deux aires, celle du Lot étant aujourd'hui très notablement réduite par rapport à celle du Tarn. Ce fait est peu compatible avec l'ampleur des réseaux de la bordure Nord du Causse de Sauveterre : s'agit-il d'anciennes dérivations du Lot ou d'anciennes résurgences du Tarn, lorsque l'un et l'autre s'écoulaient à des altitudes plus élevées ? ou est-ce l'effet d'un haut fond du socle entre Mt Lozère et Lézou ?

C2 - Dans celui du Tarn, seul l'aquifère supérieur est entaillé par la rivière, sauf à l'extrême amont de son cours où affleure le Lias calcaire. Sur les 40 Km de son parcours à la limite méridionale du Causse de Sauveterre, le Tarn n'atteint jamais l'écran marneux du Lias sinon à son extrême aval où une faille (la faille des Vignes), faisant barrière au cheminement des eaux souterraines, détermine la situation de la source n° 24 qui, avec sa voisine (n° 23), constitue la plus forte restitution d'eau de ce Causse (débit moyen : 1,5 m3/s). Mais il existe d'autres sources importantes, tant sur la rive droite (n° 18 et 20 notamment, chacune avec un débit moyen de l'ordre de 0,5 m3/s) que sur la rive gauche du Tarn (mais issues alors du Causse Méjean), de même que des apports occultes dans le lit de la rivière et dont le débit est au moins aussi important que celui de l'ensemble des venues apparentes (plusieurs m3/s en étiage). Ces venues sont pour la plupart en relation avec des failles subméridiennes permettant des remontées d'eaux plus ou moins profondes et expliquant l'élévation de température parfois constatée sur certaines sources (l'une près de la Malène mais non située sur la carte, aurait révélé une température maximale de 17,5°). Les plongées qui ont été réalisées à ce jour ont permis d'atteindre des profondeurs allant jusqu'à 50 m (n° 20) au-dessous du niveau du Tarn.

C3 - Dans celui de l'Aveyron, la faille précitée (faille des Vignes) constitue la limite Sud d'un karst barré dans l'aquifère supérieur d'où émergent trois sources de moyenne importance (n°11, 13 et 15) à des altitudes là encore très supérieures à celles des sources drainées par le Tarn, mais compatibles avec celles des sources drainées par le Lot.

D - Causse de Laissac-Séverac : étroit compartiment allongé que délimitent deux grandes failles parallèles orientées NW-SE (la faille des Palanges et la faille des Vignes) et dont les nombreuses petites sources, pour partie alimentées par les pertes d'écoulements issus du socle, sont drainées par l'Aveyron. Des réseaux souterrains subhorizontaux sont très développés (jusqu'à 3500m) dans l'un ou l'autre des deux niveaux aquifères, l'inférieur étant noyé dans sa plus grande étendue, le supérieur étant réduit à quelques buttes témoins qui conservent des tronçons de réseaux mais la plupart non fonctionnels.

E - Causse de Masségros (POMIE, 1983) : l'essentiel de son drainage est assuré par le Tarn et spécialement par la très importante source de Rouverol (n°29 - débit en m³/s : mini 0,4 ; maxi 10 ; moyen 0,8). Près de 8000 m de galeries, en partie actives, ont pu être reconnues dans le tronçon aval de son réseau souterrain, accessibles par un orifice de trop plein situé à une centaine de mètres (cote +516) au-dessus du niveau de la source. A son aval, la source du Mas de Lafon (n°30) d'un débit moyen de 0,08 m³/s a été reconnue en plongée jusqu'à -19. Le drainage de la partie occidentale du Causse est assuré par l'Aveyron par un groupe de sources (n°28), les sources de l'Aveyron, de Ceyrac et de la Bastide. Leurs émergences, au mur de l'aquifère supérieur, sont singulièrement alignées suivant une direction NW-SW. L'importance des volumes d'eau écoulés par ce groupe de sources, de l'ordre de 0,4 m³/s en moyenne, en regard de l'extension de la partie du Causse qui n'est pas drainée par le Tarn, conduit à envisager une alimentation par l'aquifère inférieur dont les eaux sont en situation de nappe captive au droit des sources. Des variations cycliques, observées en étiage et attribuées au phénomène de marée terrestre, confirmeraient la probabilité d'une telle relation que favoriserait la présence d'une faille ou la réduction d'épaisseur de l'écran marneux.

F - Causse Méjean (ROUQUET, 1976 - THOMAS, 1981) :

- . En surface on y observe de très vastes dépressions fermées qui s'alignent le long de failles subméridiennes.

- . En profondeur on y a recensé plus de 700 cavités naturelles dont beaucoup de gouffres importants, certains reconnus sur plus de 300 m de profondeur, avec deux niveaux apparents de galeries, l'un à la cote + 800, l'autre à +650.

- . Sur ses bordures enfin jaillissent de très importantes sources :

- à sa limite Nord, ces sources se présentent dans des conditions analogues à celles du Causse de Sauveterre drainées par le Tarn. Les plus importantes ont des débits moyens annuels supérieurs à 0,3m³/s (n°32, 34, 35, 37 et 38). Certaines présentent, par rapport aux autres, une élévation sensible permanente (n°36) ou temporaire (n°37), de leur température. Des venues occultes existent en outre dans le lit du Tarn.

- à sa limite Est, la source du Pêcher (n°31) est de loin la plus importante (débit en m³/s : mini 0,08 ; maxi 7 ; moyen 0,8). Il s'agit d'une source de déversement de l'aquifère inférieur qui draine les panneaux déterminés par le faisceau de failles affectant la partie orientale du Causse, et dont les abaissément successifs d'Ouest en Est contrarient l'écoulement vers l'Ouest des eaux de cet aquifère, la nappe se trouvant de plus en plus fortement captive sous l'écran marneux du Lias.

- à sa limite Sud, la résurgence des Douzes (n°33) draine, en dehors des pertes de la Jonte, une faible partie du Causse Méjean (secteur de l'Aven Armand), ainsi que, avec d'autres petites sources situées à son aval, la partie du Causse Noir que délimite au Sud le tracé de la faille de Veyrau (secteur de Dargilan).

G - Causse Rouge (POMIE, 1979) : peu de phénomènes karstiques de surface mais plus de 250 cavités naturelles recensées à ce jour. Réseaux actifs très étendus dans l'aquifère inférieur (plus de 4000 m pour le réseau du Gourb et pour celui de la Peyrière), pouvant affecter une partie du Trias (spécialement dans le réseau du Gourb). Restes de réseaux fossiles importants dans les buttes témoins de l'aquifère supérieur, à des altitudes de l'ordre de 750 à 800 m. En divers points du Causse des forages ont révélé la présence d'eau souterraine, parfois jaillissante, soit dans l'aquifère inférieur, soit dans le Trias, soit dans le Permien.

H - Causse Noir (CAUBEL, 1978 - DORIA, 1986) : plus de 500 cavités y ont été recensées dont de très importants réseaux, tous situés dans l'aquifère supérieur. On citera : l'Aven du Puech Nègre (plus de 10 Km de développement et 400 m de profondeur) dans la partie occidentale du Causse où la densité de cavernes est la plus élevée ; la grotte de la Brudouille (plus de 5 Km) ancienne dérivation du Trévezel dans les gorges de la Dourbie ; la Baume Layrou (près de 10 Km), la grotte des Cabanes (plus de 4 Km), l'Aven de Combe Albert (plus de 4 Km et dont la profondeur dépasse 350 m) sur la bordure orientale du Causse. Plusieurs autres cavités dépassent 2000 m de longueur ou 200 m de profondeur. Le drainage est assuré pour une faible part (Nord de la faille de Veyreau) par la Jonte (n°33), mais surtout, au Sud de cette faille, par la Dourbie où se situent les principales sources : d'amont en aval, Jouquemerle (n°43) qui draine tout le bassin du Trévezel, le moulin de Corp (n°44) qui draine le bassin du ruisseau de Garène, les sources de Langouyres (n°45) qui drainent la partie occidentale du Causse. Le karst inférieur qui n'affleure, de façon discontinue, que sur la bordure orientale du Causse, paraît surtout alimenter la nappe captive reconnue à Trèves à l'occasion des travaux miniers déjà cités (Cf. 3.1.3.) et, secondairement, quelques petites sources (non situées sur la carte) au voisinage de Meyrueis et de Nant.

I - Larzac Nord (SALVAYRE, 1969 - Spéléo-club des Causses, 1983 et 1984) : ce Causse paraît avoir été soumis beaucoup plus que les autres aux actions anciennes de l'érosion qui ont pratiquement fait disparaître tout le sommet de la série sédimentaire du Jurassique, ayant ainsi réduit de quelques centaines de mètres l'épaisseur de l'aquifère supérieur. Ce qui reste de ce dernier domine à l'Ouest les formations de l'aquifère inférieur, très analogues dans leur morphologie à celle du Causse Rouge, et dénommées ici les "avant-Causses". Au voisinage de la limite entre ces deux aquifères on observe que les plus grosses sources pérennes émergent de l'aquifère inférieur : source du Cernon (n°46), source de la Mouline (n°48), chacune avec un débit moyen annuel supérieur à 1 m³/s. Par contre l'aquifère supérieur ne donne lieu qu'à des écoulements relativement modestes en période d'étiage (moins de 20 litres/seconde) et sans rapport avec les très vastes réseaux et les très belles reculées dont ils sont issus. Dans le secteur situé au Sud du Cernon, citons les grottes de la Cabane (8,6 Km), du Pas Destrech (7 Km), du Brias (3,5 Km) et au Nord du Cernon, celles de Lavencou (1,2 Km), de la ficelle (2,1 Km) et du Boundoulaou (0,8 Km). Il serait intéressant de chercher à préciser dans ces secteurs, où le nombre et les spécificités des phénomènes karstiques s'y prêtent sans doute mieux qu'ailleurs, quelles ont pu être les conditions anciennes d'écoulement des eaux à l'origine de ces réseaux avant que le Causse n'ait acquis sa physionomie actuelle. On constate aujourd'hui que l'essentiel du drainage s'opère de la façon suivante :

- Pour l'aquifère supérieur,

. au Nord de la faille d'Alzon, par les sources des gorges de la Dourbie dont les plus importantes sont la source de l'Esperelle (n°52 - 0,3 m³/s en étiage et reconnue par plongée jusqu'à 35 m sous le niveau de la rivière) et la source de Laumet (n°53) ; et, secondairement, par les sources du rebord occidental du plateau.

. au Sud de la faille d'Alzon, par la source du Cernon déjà citée du côté Ouest, et par la source du Durzon (n°47 - 0,3 m³/s en étiage) du côté Est.

- Pour l'aquifère inférieur, par les sources du Cernon et de la Mouline, déjà citées, et dont la première -et peut-être aussi la seconde- draine en outre une partie de l'aquifère supérieur ; et par les nombreuses autres sources des avant-Causses dont les écoulements se répartissent entre le Cernon, la Sorgues et le Tarn.

J - Larzac Sud : il constitue avec le Larzac Nord, dont il n'a été distingué que pour des commodités d'exposé, le plus étendu des Grands Causses, présentant en commun avec lui un développement remarquable de

formes karstiques superficielles et souterraines. Ensemble, ils recèlent ainsi plus de 2000 cavités naturelles et les plus importantes sources connues.

Dans le Larzac Sud, les plus remarquables de ces cavités sont situées soit dans l'aquifère inférieur -Event de Rognès (7,2 Km), Grotte du Banquier (5,5 Km), Grotte du Garrel (4,8 Km), Réseau Bousquet-Carteyral (3,5 Km), Event de Verrières (3,1 Km)- soit dans l'aquifère supérieur -Aven de Leicasse (9 Km et -350), Aven de Rogues (5,8 Km et -226), Aven du Cochon (4,3 Km et -234), Aven du Grelot (2,5 Km et -134)-

En ce qui concerne les sources, les plus importantes sont :

- pour l'aquifère inférieur, les sources de Gourgas (n°59 - Débit en m³/s : mini 0,2 ; maxi plus de 20 ; moyen 1), du Payrol (n°56), de las Fons (n°58) et du Vivier (n°60).

- pour l'aquifère supérieur, la Foux de la Vis (n°55, la plus importante émergence des Grands Causses - débit en m³/s : mini 1,2 ; maxi : plus de 30 ; moyen 4,4), la source de la Sorgues (n°54 - débit en m³/s : mini 0,5 ; maxi plus de 10 ; moyen 2,5), et, au pied du flanc Sud de la Séranne, les sources de la Buèges (n°63) et de Brissac (n°64). Nombre de ces sources ont révélé des possibilités de pénétration importantes du karst noyé : -90 à Gourmeyrou (source voisine de la source de Gourmeyras n°61), - 70 à Gourmeyras (n°61) et à la Foux de la Vis (n°55), -67 à la Buèges (n°63), -50 à la Tulède (n°62)... Par ailleurs, sur la Foux de la Vis, des arrêts exceptionnels de son écoulement (quatre en deux siècles, de quelques heures à quelques jours de durée) attestent la permanence de l'évolution de son réseau souterrain depuis qu'il a été recoupé par le lit superficiel de la rivière.

Mais le Larzac Sud est plus spécialement caractérisé par les phénomènes suivants :

- l'existence dans sa partie méridionale d'un haut fond du socle ayant entraîné des lacunes de sédimentation ou des réductions d'épaisseur de certains étages de la série du Jurassique, et que souligne en surface le tracé de failles SW-NE du rebord Nord de la Séranne et de la vallée de la Vis (faisceau de failles de la Vacquerie). Du point de vue de l'hydrogéologie, ce haut fond et les failles qui lui sont associées font la transition entre le domaine des Causses proprement dits et les régions abaissées du Sud de la Séranne qui appartiennent déjà au domaine des Garrigues. On peut considérer qu'ils ont ensemble fortement contribué à l'organisation ancienne des écoulements, et à leur évolution ultérieure, tant en surface (polje de Rogues et de St Maurice, orientées NE-SW, puis creusement du tronçon SW-NE des gorges de la Vis) qu'en profondeur (en déterminant la répartition des eaux souterraines vers le NW ou vers le SE).

- de même les très fortes différences d'altitude que l'on constate entre les sources des différents compartiments que délimitent les failles (et même au sein d'un même compartiment) traduisent l'existence de seuils hydrauliques en profondeur dans les aquifères. Ainsi les sources les plus basses, à des altitudes comprises entre +44 et +170, ne drainent que des étendues relativement limitées, tandis que les plus fortes sources émergent à des cotes très supérieures : +360 pour la Vis, +580 pour la Sorgues.

- l'existence de formations éruptives anciennes(basaltes), qui fossilisent une paléotopographie karstique très contrastée, comportant vallées, reculées, dépressions, cavités naturelles, et qui apparaît aujourd'hui en inversion de relief en divers points de la partie occidentale du Causse (région de l'Escandorgue et spécialement à sa partie Sud). L'âge de ces formations éruptives serait compris entre 1,5 et 2,5 millions d'année, mais il pourrait être plus ancien dans les secteurs situés plus au Nord.

- l'existence de lacs temporaires -qui sont également présents dans le Larzac Nord- et dont l'apparition et la plus ou moins longue durée de vie sont, en relation avec l'importance de la pluie, étroitement dépendantes de la nature lithologique, le plus souvent dolomitique, des terrains qui les supportent.

K - Causse de la Selle - Monts de St Guilhem : ils font déjà partie, géographiquement, de la région des Garrigues dont les sépare le fleuve Hérault, mais ils restent hydrologiquement liés aux Grands Causses dont l'extrémité la plus méridionale (région de la Vacquerie) est drainée par la source de la Clamouse (n°66), en bordure du fleuve. Cette source est, avec les Cents Fons (n°65), la principale source de cette unité. De nombreuses cavités naturelles y ont été répertoriées dont les plus importantes sont : la Grotte du Sergent (4,5 Km), la Grotte de la Clamouse (4 Km), l'Aven de la Capitelle (-440). Là encore, les plongées dans les principales sources riveraines de l'Hérault ont permis de reconnaître le karst noyé sur quelques dizaines de mètres de profondeur.

L - Causse de Montbel (ROUIRE, 1968) : c'est le plus élevé des Causses satellites où se situe le point le plus haut de l'ensemble du domaine des Grands Causses (+1276 m). Il est caractérisé par la présence de nombreuses dolines et pertes de surface, soit dans les alluvions, soit dans les marnes qui recouvrent en partie l'aquifère inférieur. Drainage par la source de la Gourgue (n°67 - débit : 0,1 m³/s en étiage), source de débordement de karst noyé à la faveur d'un petit graben.

M - Causse des Bondons (MAURIN, 1985) : Causse très disséqué par les écoulements de surface ; l'aquifère inférieur s'y trouve de même drainé par une dizaine de petites sources dont la plus importante est aujourd'hui celle des Combes (n°68 - débit en m³/s : mini 0,06 ; maxi 0,35). De vastes réseaux y ont été reconnus -la Grotte de Malaval (7,3 Km), la Perte du Bramont (2 Km)- en relation plus ou moins évidente avec les pertes d'écoulements issus du socle, mais dont les débits actuels ne justifient pas les grandes dimensions de leurs galeries.

N - Causse de la Can de l'Hospitalet (TRESIGNY, 1973 - MAURIN, 1985 et 1988) : étroit plateau que le creusement du Tarnon a séparé du Causse Méjean, il constitue un karst perché qui répartit à peu près également ses eaux entre bassin atlantique et bassin méditerranéen par une vingtaine de petites sources, issues pour la plupart de l'aquifère inférieur. Les principales sont : Tartabisac (n°69 - débit moyen 0,12 m³/s) et Baumale (n°70 - Débit moyen 0,1 m³/s), toutes deux en relation avec des réseaux souterrains dont le plus important (Tartabisac 1) atteint près de 3 Km. Ces diverses sources ont donné lieu à des études très fines de l'évolution de leurs paramètres physico-chimiques dont il ressort une grande variabilité saisonnière de leur composition en rapport avec les fluctuations de leur régime hydrologique.

O - Causse de Camprieu : c'est dans ce Causse, le moins étendu, que se situe pourtant la plus longue des cavités des Grands Causses, le réseau de Bramabiau (10200 m) qui se développe entre la perte du Bonheur et sa résurgence sous une surface d'à peine un quart de Km², ce qui confère ici à l'aquifère inférieur une des plus fortes porosités de chénaux auxquelles l'homme puisse avoir accès (+ de 1,5%)

4 - ESSAI DE CHRONOLOGIE

Ne disposant que de rares éléments sûrs de datation dans l'intervalle des 130 millions d'années qui se sont écoulées depuis l'émersion des Grands Causses, une reconstitution fiable des différentes étapes, en intensité et durée, de leur karstification reste encore un exercice difficile.

Pourtant, sous l'angle de l'hydrogéologie, il est permis de concevoir ce qu'ont pu être les interactions de l'eau et de la roche au cours des événements successifs les plus marquants qui se sont déroulés depuis l'émersion et jusqu'à nos jours, et, par confrontation aux divers repères dont l'âge a pu être établi spécialement dans les régions périphériques, de chercher à en préciser la chronologie.

En l'état actuel de leur karstification deux faits se dégagent de l'observation :

- la présence de réseaux souterrains à des cotes supérieures, égales et inférieures aux niveaux actuels d'écoulement des cours d'eau,
- l'importance de l'ablation superficielle qui en abaissant la surface topographique des plateaux en altère sans cesse la morphologie.

Qu'en a-t-il été de cet état avant que ces stades n'aient été atteints ?

A titre provisoire en attendant qu'aient pu être rassemblés de nouveaux faits d'observation, nous avons retenu le schéma d'évolution suivant :

. Durant le Crétacé (-130 à -66,5 MA), on peut penser que demeura longtemps sans retouche une surface voisine de la surface initiale émergée. Mais, au cours du Crétacé supérieur, une première élévation régionale rend probable le début d'une altération superficielle des calcaires sous l'influence d'un climat de type "tropical humide". Cette altération, en produisant de la "terra rossa" à laquelle se mêlait des sables et graviers d'origine allochtone, serait à l'origine des premiers éléments, aujourd'hui remaniés, d'une ancienne cuirasse ferrugineuse. Rappelons que c'est sensiblement à la même période que se constituaient les bauxites sur les karsts, très proches, de l'isthme durancien. En outre, dans le Larzac Sud oriental, une ingression marine qui a laissé des témoins datés du début du Sénonien, a été attribuée à l'existence d'une paléovallée... qui serait ainsi le plus ancien indice d'un réseau hydrographique organisé.

. Durant le Paléogène (-66,5 à -23,5 MA), la pénélplanation se poursuit au Paléocène et au début de l'Eocène. Une vaste surface dite "surface sidérolithique", faiblement inclinée d'Est en Ouest, s'étend alors des Cévennes jusqu'au Quercy. A partir du Lutétien, celle-ci va se trouver fortement affectée par les effets (plis, failles inverses, décrochements) qu'exercent les contraintes de plus en plus intenses de l'orogénèse pyrénéenne. C'est à cette période que l'on peut rapporter pour l'essentiel l'acquisition des structures qui vont, grâce au compartimentage ainsi créé, régir jusqu'à nos jours la répartition des eaux souterraines dans leurs aquifères. L'abondance des formations détritiques dans le Lutétien supérieur et le Bartonien à la périphérie des Grands Causses, traduit l'existence de reliefs et d'écoulements importants au cours de cette période. Par les possibilités de gradients hydrauliques qu'ils induisent, ces reliefs vont permettre que s'instaure le début d'une karstification profonde. Succédant à une phase d'aplanissement découlant du rabotage plus ou moins complet de ces reliefs, la karstification souterraine va à nouveau se trouver favorisée au Stampien par une nouvelle élévation régionale et par les effets de la distension oligocène (ouverture du fossé de Montoulier, décrochements subméridiens). De nombreux remplissages karstiques, datés du Chattien et de l'Aquitainien dans les régions voisines des départements du Gard et de l'Hérault, datés du Lutétien à l'Aquitainien dans les Causses de la bordure orientale du Bassin Aquitain (gouffres à phosphorites), nous montrent que les phénomènes de karstification antérieurs à ces périodes avaient déjà atteint une certaine ampleur.

. Durant le Néogène (-23,5 à -1,8 MA), les conditions climatiques de la première moitié du Miocène (Burdigalien et Langhien) déterminent une nouvelle altération superficielle des calcaires qui libèrent de grandes quantités de "terra rossa". Le karst souterrain subit alors un colmatage partiel auquel participent les produits

transportés par les écoulements issus du socle cristallin -des éléments quartzeux notamment- à la faveur d'un réseau hydrographique rayonnant à partir du massif cévenol, et dont on peut encore déceler et reconstituer certaines parties de son tracé, dans le Larzac-Sud spécialement. La deuxième moitié du Miocène est marquée dans le Sud de la France par deux événements majeurs : un soulèvement généralisé à partir du Tortonien ; un abaissement généralisé des niveaux de base au Messinien. La karstification souterraine reprend alors le pas sur la karstification superficielle tandis que les cours d'eau, en concentrant leurs écoulements, entament le creusement de leurs vallées selon des tracés à l'origine de leurs parcours actuels imposés fortement par la tectonique. Ces creusements vont se poursuivre au Pliocène, période durant laquelle les gorges atteindront les deux tiers de leur profondeur, et que se développeront de grands réseaux dont ceux de la partie méridionale du Larzac seront plus ou moins fossilisés par les venues éruptives de l'Escandorgue.

. Durant le Quaternaire, en même temps que se poursuit l'élévation de la région, les alternances climatiques liées à la succession des épisodes glaciaires et inter-glaciaires vont plus ou moins favoriser ou contrarier les processus de l'érosion fluviale et de l'altération superficielle :

- les effets de l'érosion fluviale seront l'approfondissement des canyons, qui a été évalué à 125 m environ pour le Tarn en aval de Millau, et à une centaine de mètres pour l'Hérault en aval de Brissac. Localement des replats, des terrasses et des dépôts de tufs plus ou moins bien conservés peuvent être rattachés à l'un ou l'autre des épisodes précités.

- les effets de l'altération superficielle seront en surface, outre un abaissement variable des reliefs, des éboulis et des produits de solifluxion qui oblitérent nombre d'orifices de cavités, et, en profondeur, la formation de nouveaux concrétionnements.

Un blocage par la glace du karst profond ne paraît pas s'être produit, mais des écoulements superficiels en période de dégel ont pu localement réactiver temporairement certains tronçons du réseau hydrographique ancien sur les plateaux.

5 - CONCLUSION

Les traits actuels de l'hydrogéologie des Grands Causses sont l'aboutissement d'une longue confrontation de la roche et de l'eau dont bien des aspects de son histoire sont loin de nous avoir été révélés.

Des diverses observations qui ont pu être faites aujourd'hui et des hypothèses chronologiques qui ont été proposées, non sans réserves, pour cadrer ces observations, nous retiendrons qu'il s'agit d'un karst très ancien dont les parties superficielles (zone non saturée) se réduisent progressivement et sont inéluctablement appelées à disparaître, et dont les parties profondes (zone saturée) voient leur capital en eau constamment menacé par l'enfoncement continu des rivières.

Par chance, les contraintes tectoniques qu'ont subi les Grands Causses et qui ont eu pour effet de compartimenter ses aquifères, ont diversifié les conditions d'écoulement de leurs eaux souterraines. Nombre de sources restent ainsi perchées par rapport aux axes principaux de drainage, échappant pour un temps aux conséquences de l'approfondissement de ces drains. De même la présence de dolomies en divers niveaux de la série du Jurassique favorise une rétention de l'eau plus importante que dans les calcaires quelle que soit leur localisation dans les réservoirs.

Finalement, grâce à ces structures et à ces faciès favorables, à cause et malgré les effets de leur karstification, les Grands Causses devraient longtemps encore demeurer le remarquable château d'eau qu'ils sont aujourd'hui.

Montpellier, le 31 Décembre 1988

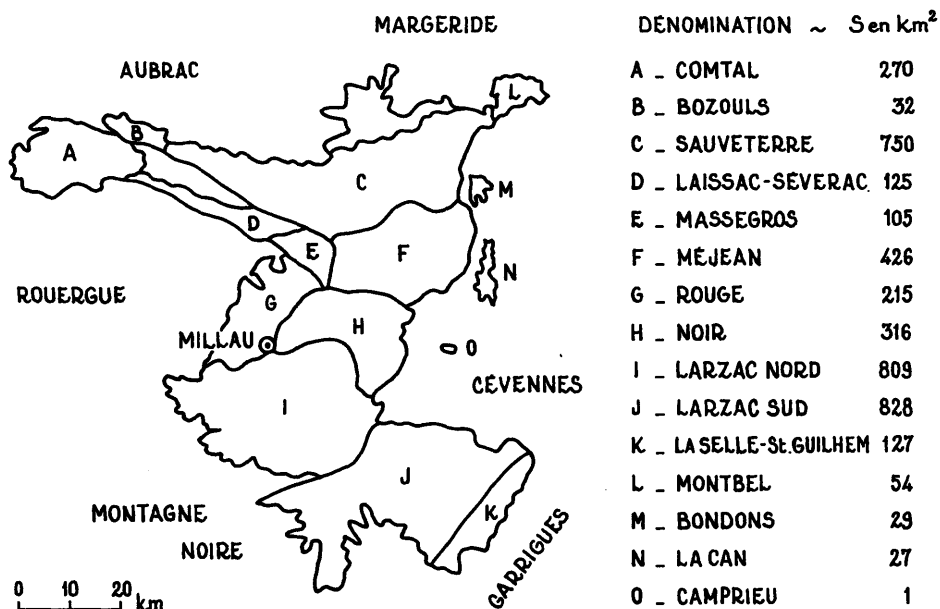
REMERCIEMENTS

L'auteur remercie Messieurs Gilbert CASTANY, Président du Comité Français d'Hydrogéologie, et Bernard GEZE, Professeur Honoraire à l'Institut National Agronomique, qui ont accepté de relire ce chapitre et qui ont bien voulu lui suggérer aménagements et corrections.

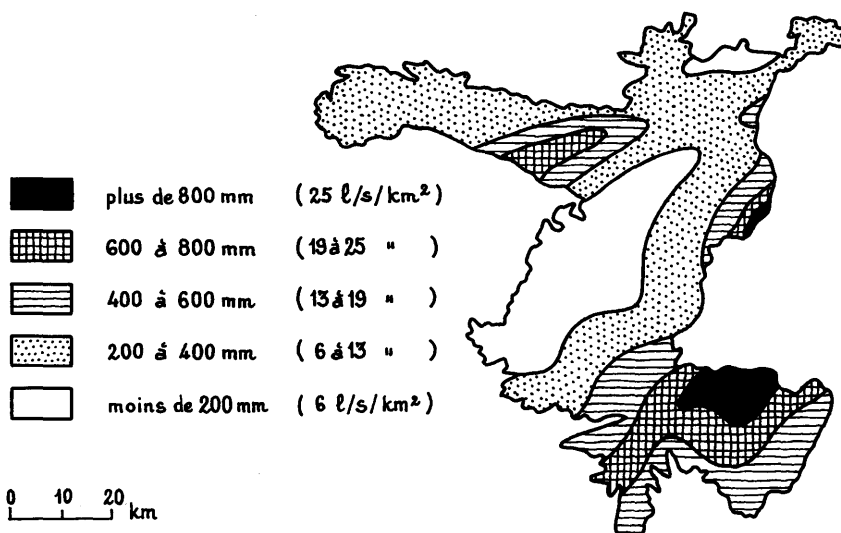
6 - SELECTION DE REFERENCES

- ALABOUVETTE B. (1968).- Carte géologique de la France à 1/50 000 : feuille LE CAYLAR n° 962 et notice explicative. B.R.G.M., Orléans.
- AMBERT P. (1984). - La région de Millau (Grands Causses) : présentation d'une carte géomorphologique en couleurs au 1/25 000. Méditerranée, 3, 43-56.
- BOUSQUET J.C., VIGNARD G. (1980).- Roches, géologie et paysages du Parc National des Cévennes. Revue du Parc National des Cévennes, 23-24, Florac.
- CADILLON M. (1970). -Les sols des Causses du Larzac. Thèse, Montpellier.
- CALS D., PREVERLOIRI R., ROUSSET C. (1980). -Les terres rouges des Grands Causses du Massif Central. Revue Géol. Dyn. Géogr. Phys., 5, 22, 343-356, Masson, Paris.
- CAUBEL A. et al. (1978 à 1985). -Spéléo-Club des Causses. Bull., 1 à 7, Millau.
- CHARPAL O. de, TREMOLIERES P., JEAN F., MASSE P. (1974). -Un exemple de tectonique de plateforme : Les Causses Majeurs (Sud du Massif Central - France). Revue I.F.P., 29, 5, 641-659.
- COULET E. (1968). -Caractères et problèmes du karst languedocien. Méditerranée, 7 (1970), 15-36.
- DEBRAND-PASSARD S. (1984). -Synthèse géologique du Sud-Est de la France (2 vol.). B.R.G.M., Mém. 125 et 126.
- DELANNOY J.J. (1978). -Recherches géomorphologiques sur la partie orientale de la carte à 1/50 000 de Florac : étude spécifique du karst. D.E.S. Géographie, Lille.
- DODGE E.D. (1983). -Hydrogéologie des aquifères karstiques du Causse Comtal (Aveyron, France). Thèse Doct. Sc., Bruxelles.
- DORIA B. (1986). -Le Causse Noir et les canyons bordiers : étude hydrogéomorphologique. Thèse 3e cycle Géographie, Aix-Marseille.
- DROGUE C., LATY A.M., PALOC H. (1983). -Les eaux souterraines des karsts méditerranéens ; exemple de la région pyrénéo-provençale (France méridionale). B.R.G.M., Bull. Hydrogéol., 4, 293-311.
- DUBOIS P. (1985). -Notes karstologiques sur les Grands Causses. Bull. Sté. Lang. Géogr., 19, 197-226.
- FABRE G., MAURIN Y. (1988). -Un petit Causse lozérien : La Can de l'Hospitalet- Notice de la carte hydrogéomorphologique au 1/25 000. Parc National des Cévennes, Florac.
- GEZE B. (1977 à 1986). -Carte géologique de la France à 1/50 000 : feuilles MEYRUEIS n° 910 (1977), MENDE n° 862 (1979), FLORAC n°886 (1980), NANT n° 936 (1986) et notices explicatives, B.R.G.M., Orléans.
- GHRISTI C., BERGER E., BROUSSE R. (1985). -La province volcanique des Causses-Bas-Languedoc : âges, guides structuraux, morphologie et magmatisme. Bull. Sté. Lang. Géogr., 19, 181-195.
- LOUVRIER M., MARGAT J. (1983). -Précipitation efficaces moyennes annuelles en France (1946-1976) - Carte à 1/1 500 000. B.R.G.M., Rapport inédit, SGN 003 EAU, Orléans.
- MAURIN Y. (1985). -Contribution à l'étude de l'hydrologie karstique des formations carbonatées de la bordure orientale des Grands Causses. Thèse, Montpellier.
- MENNESSIER G. (1983 et 1986). -Carte géologique de la France à 1/50 000 : feuilles MILLAU n° 935 (1983), St BEAUZELY n° 909 (1986) et notices explicatives. B.R.G.M., Orléans.
- PALOC H. (1967). -Carte hydrogéologique de la région karstique nord-montpelliéraine à 1/80 000 et notice explicative. B.R.G.M., Mémoires, 50, Orléans.
- PALOC H. (1972). -Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses à 1/200 000 et notice explicative. C.E.R.G.A., Montpellier - B.R.G.M., Orléans.
- POMIE J. (1979) -Contribution à l'étude hydrogéologique du Causse de Massegros. Spéloufi (Bull. SCL), 4, 79p., Mende.
- ROUIRE J., ROUSSET C. (1986). -Etude hydrogéologique des petits Causses d'Allenc et de Montbel. Cahiers géologiques, 84, 1019-1041, Paris.
- ROUIRE J., ROUSSET C. (1973). -Causses, Cévennes, Aubrac. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris.
- ROUQUET L. (1976). -Contribution à l'étude hydrogéologique de la région médiane des Grands Causses (gorges du Tarn et de la Jonte, Causse Méjean, Causse de Massegros). Thèse 3e Cycle, Montpellier.

- SALVAYRE H. (1969). -Contribution à l'étude hydrogéologique de la région méridionale des Grands Causses. Thèse d'Etat, Bordeaux.
- THOMAS C., C. (1981). -Aperçu sur la spéléogénèse du Causse Méjean. Grands Causses, 3, 29-57, Artypo, Millau.
- TRESIGNY M. (1973). -Géochimie de la bordure orientale des Grands Causses : étude hydrogéologique et hydrogéochimie des aquifères de la Can de l'Hospitalet et du substratum paléozoïque. Thèse, Arts et Métiers, Paris.

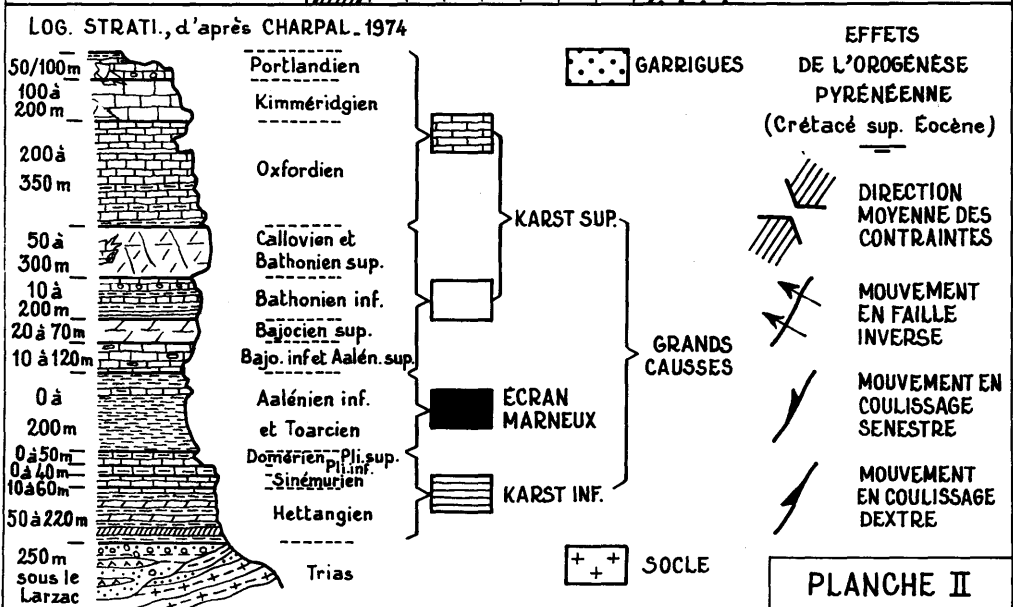
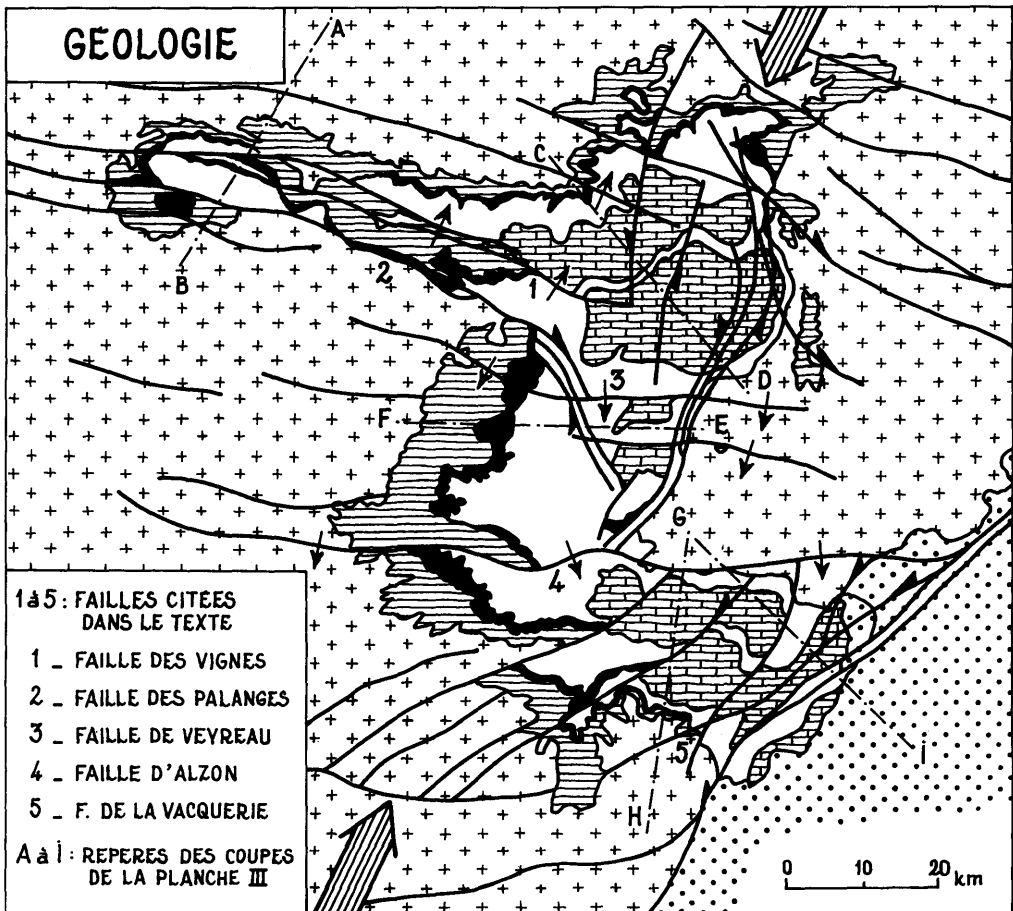


Ia : GRANDS CAUSSES _ PRINCIPALES SUBDIVISIONS
_ REGIONS PERIPHERIQUES

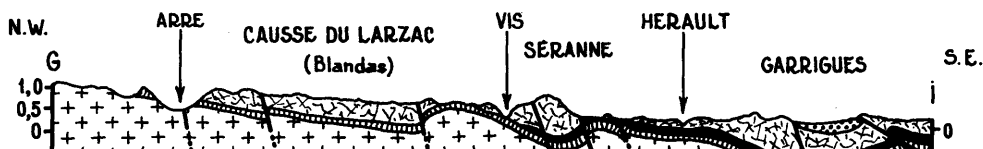
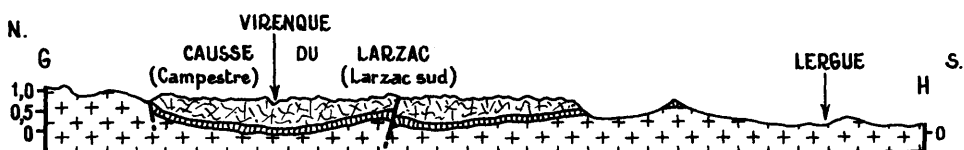
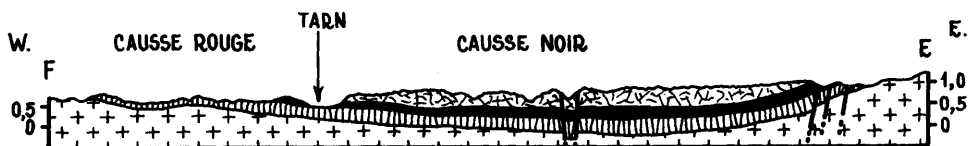
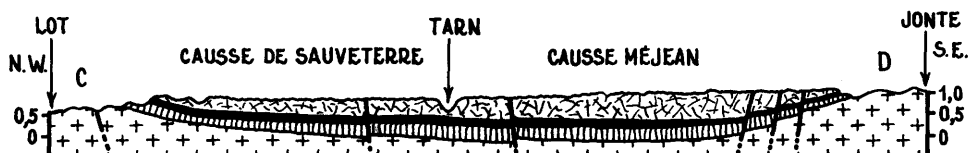
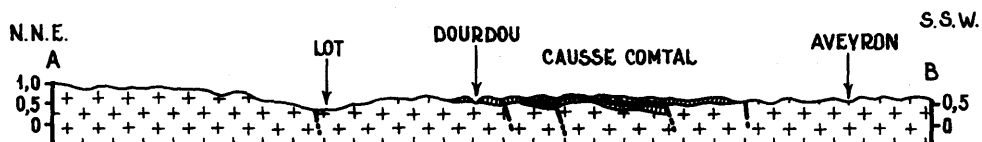


Ib : POTENTIEL D'ALIMENTATION _ PLUIE EFFICACE _ PERIODE 1946-1976
(d'après carte de M. LOUVRIER et J. MARGAT, 1983)






PLANCHE I



COUPES SCHEMATIQUES



LEGENDE ~ (cf. repères des coupes sur la planche II)

-  TERRAINS POST-JURASSIQUES (Région des Garrigues)
-  KARST SUPÉRIEUR (Jurassique moyen et supérieur)
-  ECRAN MARNEUX (Lias supérieur)
-  KARST INFÉRIEUR (Lias inférieur)
-  SOCLE (Primaire et Trias)

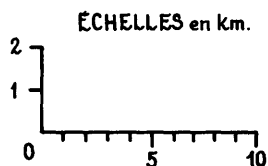
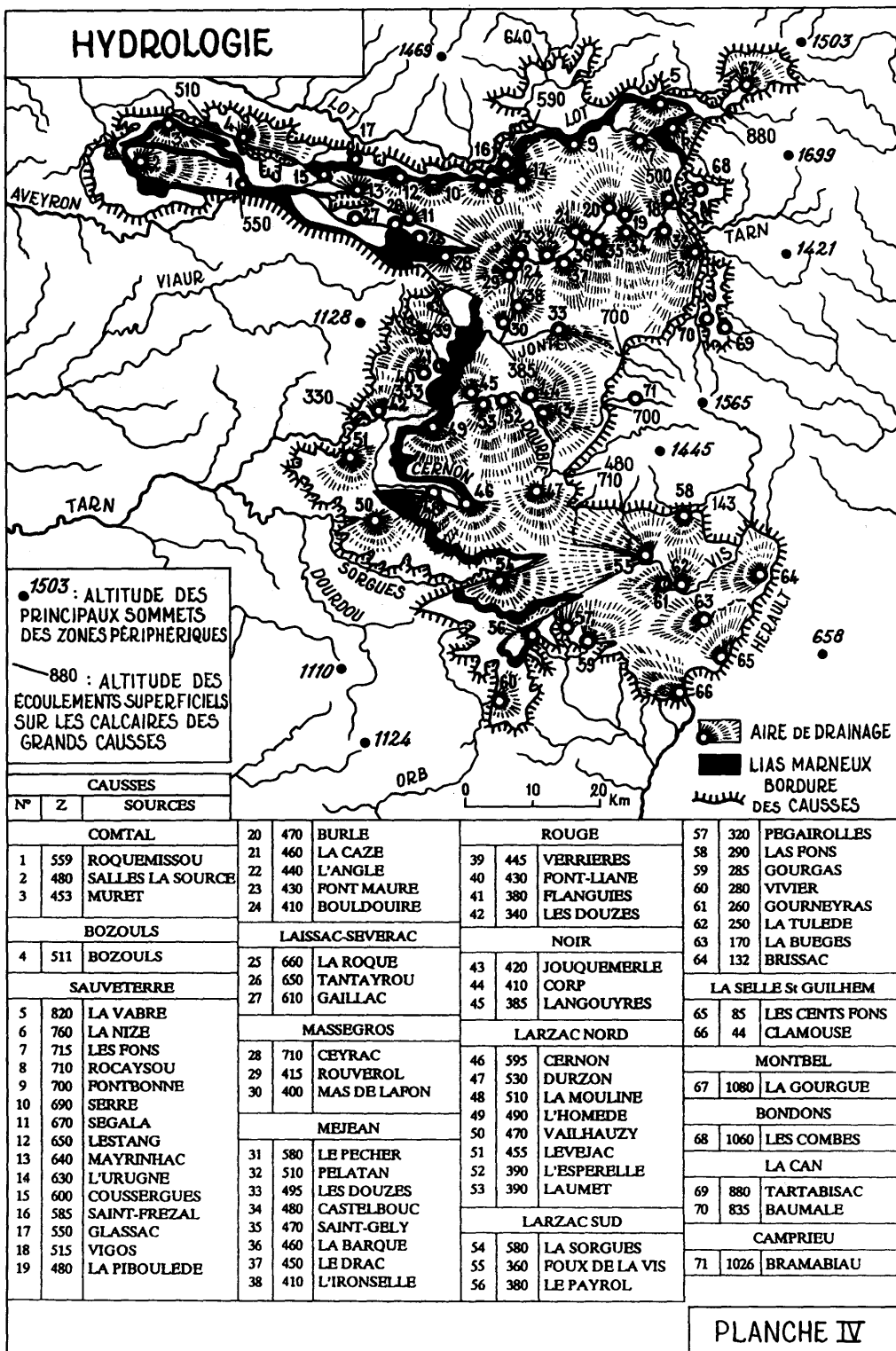
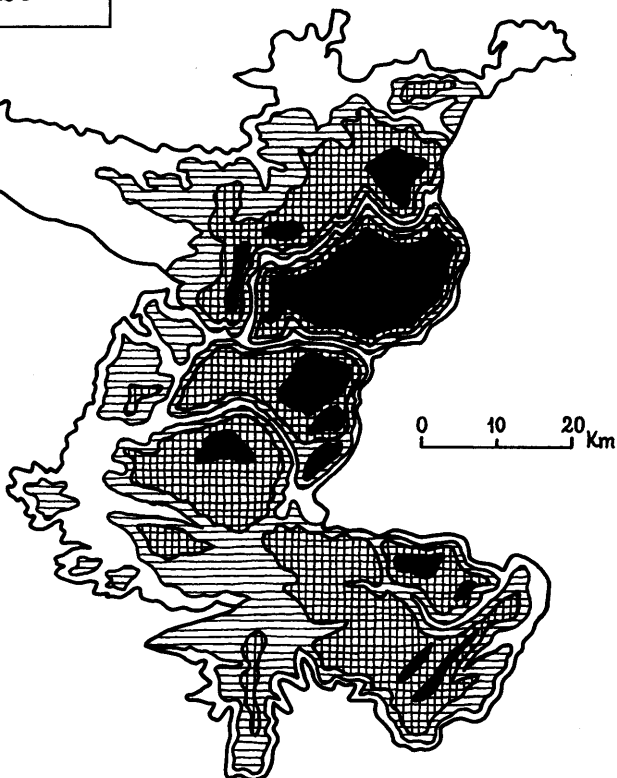
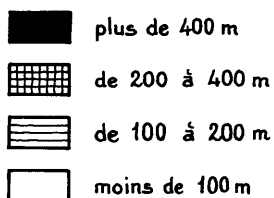


PLANCHE III



EAUX SOUTERRAINES

**Va : ÉPAISSEUR
DE LA ZONE
NON SATURÉE**



**Vb : ÉPAISSEUR
DE LA ZONE
SATURÉE**

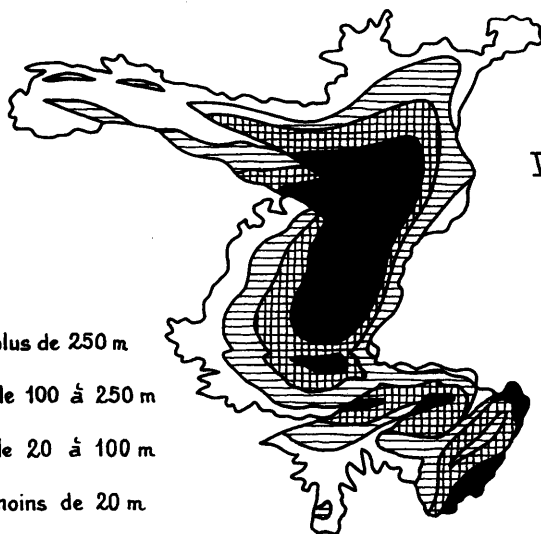
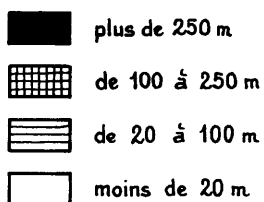


PLANCHE V

DENOMINATION	SUPERFICIE EN km2						POTENTIEL D'ALIMENTATION (infiltration + ruissellement) (1)					ALTITUDE en m.		
	KARST juv.		Marnes		KARST Sup.		en mm	en 10 ⁶ m3	en m ³ /a	en l/s/km ²	PLATEAU			
	Lias inf.	Total	Lias sup.	Total	Jur. moyen	Jur. Sup.					Mini	Moyenne	Maxi	
A CAUSSE COMTAL	270	98	42	130	---	---	300	81	2,57	9,5	540	600	698	SOURCE LA PLUS BASSE 453
B CAUSSE DE BOZOULS	32	27	5	---	---	---	300	9,6	0,3	9,5	550	600	804	500
C CAUSSE DE SAUVETERRE (partie Ouest improprement dénommée Causse de SEVERAC)	750	90	50	610	346	264	350	262,5	8,32	11,1	730	950	1173	410
D CAUSSE DE LAISSAC-SEVERAC	125	85	30	10	10	---	500	62,5	2	16	600	650	982	570
E CAUSSE DE MASSEGROS	105	---	---	105	103	2	300	31,5	1	9,5	750	850	974	400
F CAUSSE MEJEAN	426	10	8	408	43	365	450	191,7	6,08	14,3	850	1000	1247	410
G CAUSSE ROUGE	215	165	40	10	10	---	200	43	1,36	6,2	550	700	951	340
H CAUSSE NOIR ET Causse BEGON	316	10	16	290	190	100	300	94,8	3	9,5	770	900	1077	385
I CAUSSE du LARZAC-NORD (et causses de ST AFFRIQUE et de CAUSSANUS)	809	260	87	462	408	54	350	283,2	8,98	11,1	700	800	912	390
J CAUSSE du LARZAC-SUD (et montagnes de PESCAINDORGUE et de la SERANNE)	828	187	25	616	150	466	600	496,8	15,75	19	550	750	955	44
K CAUSSE de la SELLE - MONTS de St GUILHEM	127	4	3	120	71	49	500	63,5	2,01	15,8	200	400	712	44
L CAUSSE de MONTBEL	54	42	7	5	5	---	300	16,2	0,5	9,5	1100	1200	1276	880
M CAUSSE des BONDONS	29	26	2	1	1	---	400	11,6	0,37	12,7	1100	1200	1239	850
N CAUSSE de LA CANDE L'HOSPITALLET	27	20	2	5	5	---	750	20,25	0,64	23,8	1000	1050	1111	810
O CAUSSE de CAMPRIEU	1	1	---	---	---	---	1000	1	0,03	31,7	1080	1100	1128	999
Autres causses péripnétriques	356	299	23	34	32	2	(400)	(142,4)	(4,52)	(12,7)	---	---	---	---
ENSEMBLE DES CAUSSES	4471	1325	340	2806	1504	1302	400	1812	57	12,8				TABLEAU 1
En %		29,7	7,6	62,7	---	---	(1) Valeurs estimées à 10 - 20 % près							

<p align="center">TABEAU 2 : CHIMIE DES EAUX DE QUELQUES SOURCES PRINCIPALES d'après des résultats d'analyses donnés par Y. MAURIN (M) en 1985, H. PALOC (P) en 1972 et L. ROUQUET (R) en 1976.</p>												
(*) SOURCE			AQUIFERE A LA SOURCE	RESULTATS EN MILLIEQUIVALENTS PAR LITRE							Cond. électrique à 20 °	
N°	DENOMINATION	Réf.		Ca ++	Mg ++	Mg ++ /Ca ++	Na + +K +	Cl -	SO 4 --	TAC	en µ S	en mg/l
6 C	LA NIZE	M	Inf.	1,45	0,50	0,34	0,12	0,1	0,05	1,75	175	135
24 C	BOULDOUIRE	R	Sup.	3,8	1,45	0,38	0,1	0,1	0,7	4,65	-	-
29 E	ROUVEROL	R	Sup.	3,55	1,2	0,34	0,09	0,1	0,05	4,3	-	-
31 F	LE PECHER	R	Inf.	2,65	0,9	0,34	0,08	0,15	0,03	3,4	-	-
33 F.H	LES DOUZES	R	Sup.	2,20	0,95	0,43	0,09	0,1	0,07	3,05	159	122
34 F	CASTELBOUC	R	Sup.	2,60	0,7	0,27	0,03	0,1	0,02	3,2	-	-
37 F	LE DRAC	R	Sup.	2,85	0,9	0,32	0,03	0,1	0,03	3,65	-	-
46 I	CERNON	P	Inf.	2,72	1,36	0,50	0,09	0,3	0,05	3,84	395	283
47 I	DURZON	P	Sup.	3,12	1,12	0,36	0,12	0,26	0,22	4,24	430	308
48 I	LA MOULINE	P	Inf.	2,8	1,2	0,43	0,08	0,26	0,24	4,1	386	277
50 I	VAILHAUSY	P	Inf.	5,05	2,15	0,43	0,23	0,4	0,64	6,5	651	466
51 I	LEVEJAC	P	Inf.	4,04	2,4	0,59	0,14	0,34	0,39	6,1	475	340
52 I	L'ESPERELLE	P	Sup.	3,36	0,8	0,24	0,11	0,28	0,24	4,14	386	277
54 J	LA SORGUES	P	Sup.	2,64	1,16	0,44	0,09	0,3	0	3,64	424	304
55 J	LA VIS	P	Sup.	2,84	1,4	0,49	0,1	0,32	0,16	4,0	326	233
58 J	LAS FONS	P	Inf.	3,25	0,6	0,18	0,1	0,21	0,11	4,2	332	238
59 J	GOURGAS	P	Inf.	3,24	1,16	0,36	0,13	0,3	0,14	4,0	389	278
68 M	LES COMBES	M	Inf.	0,65	0,50	0,77	0,07	0,1	0	1,05	105	99
69 N	TARTABISAC	M	Inf.	2,85	1,90	0,66	0,16	0,25	0,14	4,25	393	281
71 O	BRAMABIAU	M	Inf.	0,55	0,45	0,82	0,16	0,15	0	0,9	104	99

(*) n° 6C - 6 : numero de la source (cf planche IV) - C : cause de Sauveterre (cf planche I)

**CONTROLES GEOLOGIQUES DES SYSTEMES
AQUIFERES KARSTIQUES (s.a.k.) DE TYPE
MEDITERRANEEN : L'EXEMPLE DU S.A.K. DE LA
SOURCE DU LEZ (Karsts Nord-Montpelliérains - France)
(KARSTIC AQUIFERS OF MEDITERRANEAN TYPE, GEOLOGICAL
CONTROLS :
"LEZ SPRING" (North-Montpellier karsts, France) example.**

par J. V. AVIAS

ABSTRACT

Karstic aquifer systems (K.A.S.) controls are summarized in fig. 1 and 2. Among the main ones are "geological controls" linked with the geological History of the area. 1st) the stratologic, paleosedimentologic and petrologic History which explains the shape, the extension and the limits of the "sedimentary bodies" implicated and aquifer and aquiclude facies repartition. 2nd) Tectonical History - which explains deformation, fracturation, fissures openings of the rocks and allows to understand, with sedimentary history, the geometry of the k.a.s. 3rd) Geomorphological erosion accumulation processes, explaining features of atmospheric-lithospheric boundary, and water feeding possibilities and controlling past and present base levels and finally general direction of exsurgence chanel.

Lez Spring k.a.s. occured in upper jurassic fine grained limestones mainly of open sea features and linked with, coral reefs bordering crystalline massives of Cevennes Mountains.

Tectonic control explains the evolution of the sedimentary body geometry and fracturation through folding and breaking processes which began at the end of Hercynian times, linked with European and African plates spreading interaction from Hercynian till present times. After the distensions of the end of Hercynian folding, then occured progressive compression of South and South West towards North and North East direction. This compression gave rise to "Cevenol strike-slip faulting system" and inverse faulting and foldings. The paroxystic phase of upper cretaceous to lower oligocene age (Pyrenean) compression ended with formation of two lines of overthrust - South, to North - ("Pli de Montpellier" and "Viols le Fort anticline - Pic St Loup line") which bring up to surface impermeable layers and play a dam role for upper part of the aquifer (700 meters thick in total) and drainage system.

Then began oligo-aquitainian distension major phase (fig. 8) with Pyreneo-Provençal chain collapse which gave rise to "Golfe du Lion" new gulf, and to a net of major faults of S-S-W - N-N-W direction like "Faille de Corconne" major drain of the Lez Spring Karst Aquifer system, and "Faille de Nîmes" with til 4 km deep throw. Filling of tertiary and quaternary deposits in collapse zones are actually often covering limestone aquifers. No compression of Alpine age occured in Source du Lez. K.A.S. area, which is still in distension, with a "living tectonics" linked with "Vallée du Rhône" rift formation, meridian breaking of European plate, and with mediterranean "Golfe du Lion" collapse.

(*) C.E.R.H. - C.E.R.G.A. - Montpellier (FRANCE)

Combine with the paleosedimentologic controls and, finally, sea level fluctuations and stagnations which give or gave main "base levels" for the Karstic systems ("base levels" ruling hydraulic gradients, circulation general direction and levels of main chanelisation and cavitation) tectonics explain the powerfulness of K.A.S. of North Montpellieran Karst and its very efficient underground drainage system, this system being, as a matter of fact constituted of a main drain (Corconne Fault and Lez Fault) feeded by lateral drains along the northern overthrust or communicating with Karstic aquifer natural compartmental other units. Lez exsurgence (Source du Lez) is the lower spring of the lowest aquifer compartment, to the North of "Pli de Montpellier" overthrust dam. Observation of hydrodynamic, hydrothermic, hydrochemic and hydrobiologic fluctuations, in correlation with space repartition and intensities of precipitations; with spring and piezometric levels; with yields of spring and exploitation pumpings and with tracers use (natural and artificial ones) allowed finally to give the working scheme of the K.A.S. in fig. 9.

For the end, is pointed out the fondamentale importance, to explain Karstic hydrogeologic features, of study and accurate knowledge of all geological controls.

RESUME

Les contrôles des systèmes aquifères karstiques (S.A.K.) sont schématisés dans les figures 1 et 2. Les contrôles géologiques, liés à l'histoire géologique de la zone en jeu constituent des contrôles majeurs dans lesquels doivent être considérés : - 1°) - L'histoire stratologique, paléosédimentologique et pétrologique, responsable de la nature, de la forme et des limites des corps sédimentaires en jeu et qui conditionne la répartition des faciès aquifères et aquicludes de la région ; - 2°) l'histoire tectonique qui explique les déformations et la fracturation des corps sédimentaires impliqués ainsi que l'ouverture des fissures, et qui permet avec l'histoire stratologique de comprendre la géométrie actuelle du S.A.K. ; - 3°) Les processus géomorphologiques (d'érosion et d'accumulation) qui sont responsables des caractéristiques de l'interface lithosphère-atmosphère, des possibilités d'alimentation en eau du système, qui contrôlent les niveaux de base passés et actuels, et, en fin de compte, la direction générale des drains vers les exsurgences ;

Le S.A.K. de la Source du Lez s'est développé principalement dans les calcaires jurassiques à grain fin, à faciès de mer ouverte, liés aux récifs coralliens qui bordaient au jurassique les massifs cristallins des Cévennes.

La tectonique explique l'évolution de la géométrie et de la fissuration par les plissements et la fracturation liés à la dérive différentielle des plaques africaines et européennes qui a eu lieu après la fin de la phase hercynienne. Après la phase de distension qui a clôturé les plissements hercyniens est intervenue une compression progressive de direction S-N ou S.W.-N.E qui a donné naissance au système cévenol de failles en décrochement, avec apparition de failles inverses et de plis de direction d'axe général E-W. La phase paroxystique crétacé supérieur à oligocène inférieur - phase pyrénéennes - de compression a finalement donné naissance à deux lignes de chevauchement S-N (chevauchement du Pli de Montpellier et chevauchement (jalonné par l'anticlinal de Viols le Fort et la structure du Pic St Loup qui a ramené en surface des couches imperméables, formant barrage pour la partie supérieure de l'aquifère (de 700 m d'épaisseur totale) et pour le système de drainage de ce dernier.

A cette phase de compression a succédé la phase oligo-aquitaine de distension (fig. 8) qui a entraîné l'effondrement de la partie centrale de la chaîne pyrénéoprovençale, donné naissance au golfe du Lion et entraîné la formation ou le rejeu d'un réseau de failles majeures de direction S.S.W.-N.N.E. comme la faille de Corconne drain majeur du S.A.K. de la Source du Lez, et comme la Faille de Nîmes dont le rejet peut atteindre 4 km. Dans les zones effondrées existent généralement des remplissages de dépôts tertiaires ou quaternaires formant couverture aux calcaires aquifères. Aucune compression alpine n'a atteint la zone de la Source du Lez qui s'est toujours trouvée en distension ; ce jusqu'à l'heure actuelle ("tectonique vivante" liée à la grande cassure méridienne de la vallée du Rhône affectant la plaque Européenne, combinée à l'effondrement méditerranéen du golfe du Lion.

Combinée avec les contrôles paléosédimentologiques et finalement les fluctuations et les stagnations du niveau de la Mer (qui donnent et ont donné les principaux "niveaux" de base "des systèmes karstiques (ces niveaux de base déterminant les gradients hydrauliques et donc les directions générales de circulation et les niveaux de chenalisation et de cavitation maxima), la Tectonique explique la puissance des S.A.K. nord-montpelliérains et l'efficacité de leur systèmes de drainage constitué dans le cas de la Source du Lez d'un drain majeur (Faille de Corconne et faille du Lez) alimenté par des drains latéraux, - dont l'un situé le long du chevauchement Nord ou communicant avec les compartiments naturels constituant les différentes unités naturelles du S.A.K. La source du Lez est la source de trop plein la plus basse du compartiment le plus bas, situé au nord du Pli de Montpellier, dans la structure générale.

L'observation des variations corrélatives de l'Hydrodynamique, de l'Hydrothermie, de l'Hydrochimie, de l'Hydrobiologie, en corrélation avec l'intensité et la répartition des précipitations, avec les variations du niveau ou des débits de la Source et avec les débits des pompages d'exploitation ainsi que les tracages naturels ou expérimentaux, ont permis d'établir le schéma de fonctionnement du S.A.K. donné dans la fig. 9.

Pour terminer, on insiste sur l'importance fondamentale pour l'établissement du fonctionnement des S.A.K. de l'étude approfondie des contrôles géologiques.

INTRODUCTION

Les phénomènes de karstification des roches carbonatées sont conditionnés par quatre ensembles de facteurs (Fig. 1) :

I-1. L'ensemble des facteurs déterminant les caractéristiques quantitatives de l'apport d'eau pouvant générer l'aquifère et, par dissolution "chenaliser" nombre de discontinuités de la formation rocheuse en jeu (apports pluviaux alimentant l'aquifère, leur intensité et leur répartition dans le temps et dans l'espace ; apports d'eaux de cours d'eaux d'origine intérieure ou extérieure aux bassins en jeu, grâce aux pertes). C'est souvent la nature de cet apport d'eau qui est utilisée pour définir le "type de karst" en jeu. Les s.a.k. de type méditerranéen, en particulier sont caractérisés par l'existence de précipitations élevées, irrégulières, concentrées en automne et au printemps, et presque totalement absentes lors des étés toujours chauds.

I-2. L'ensemble des facteurs conditionnant les caractéristiques qualitatives des eaux en jeu (facteurs physiques, physicochimiques et biologiques de la dissolution, - températures, pressions, compositions chimiques de l'atmosphère des eaux et des roches, - microflore et microfaunes des sols, - couverture végétale éventuelle, - actions anthropiques, déforestation, pratiques agricoles, pollutions de l'atmosphère et des eaux, etc.).

I-3. L'ensemble des facteurs géologiques, plus spécialement envisagés ici, conditionnant fondamentalement les déformations et la fracturation de la "matrice" des s.a.k. ; la géométrie des unités en jeu dans ces s.a.k. (zones d'alimentation, zones de circulation, zones d'accumulation, zones d'évacuation, etc. de ces s.a.k.).

I-4. L'ensemble des facteurs dont dépendent les niveaux de base actuels ou passés (et notamment ceux conditionnant le niveau de la mer). De ces facteurs dépendent les caractéristiques altimétriques et leur évolution - dans le s.a.k., et, en conséquence, la direction, le sens et l'intensité des "gradients de drainage" du s.a.k. Ces gradients déterminent la répartition spatiale des éléments du s.a.k. et notamment la structure générale et la hiérarchisation des circulations et des zones d'accumulation. Parmi cet ensemble trois facteurs essentiels sont : 1) la climatologie générale (régulant le volume des glaces de la planète Terre et en conséquence le volume de l'eau liquide des océans et donc le niveau général de la mer) ; 2) la globotectonique, liée aux variations de volume du globe terrestre et aux dérives crustales responsables, en fin de compte, des mouvements verticaux du sol. Le niveau de la mer (niveau de base général) étant la résultante de l'action de ces deux facteurs climatologiques et tectoniques ; 3) la glyptogenèse (phénomènes d'érosion et d'accumulation passés, surtout plioquaternaires, récents et actuels).

A noter, par ailleurs, que dans les ensembles précédents, peuvent également intervenir des facteurs mineurs, mais pouvant, dans certains cas, avoir des conséquences très importantes, notamment pour l'utilisation des eaux karstiques. Il s'agit des facteurs biologiques (flore - faune y compris homme : actions anthropiques).

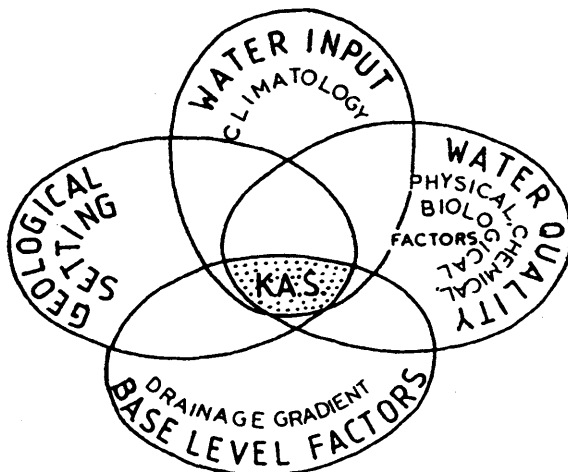


Fig. 1 : Principaux ensembles intervenant dans un système aquifère karstique (apport d'eau: water input ; caractéristiques de l'eau: water quality ; facteurs géologiques : geological setting ; niveau de base: base level.

Enfin, des inter-relations peuvent évidemment exister entre les 4 ensembles précédents, notamment par le rôle qu'y jouent la climatologie, la paléoclimatologie et la tectonique.

L'organigramme de la Fig. 2 récapitule les différents facteurs en jeu pour la caractérisation des systèmes aquifères karstiques en général et des s.a.k. méditerranéens, en particulier.

Ces généralités étant rappelées nous allons, dans cet article, traiter plus spécialement les contrôles géologiques.

I - CONTROLES GEOLOGIQUES

Ces contrôles sont, avec la présence d'eau (contrôle climatologique), déterminants pour l'existence même des systèmes aquifères karstiques, puisque ce sont eux qui déterminent l'existence ou non de roches solubles et susceptibles de se fracturer et de se "karstifier" et, partant, de devenir des "aquifères".

Ces contrôles sont de trois ordres : d'une part, les contrôles lithologiques et paléosédimentologiques, d'autre part les contrôles tectoniques, enfin les contrôles glyptogéniques et géomorphologiques actuels et passés (paléomorphologiques) déterminant avec les contrôles paléoclimatiques en particulier le "niveau de base" du s.a.k.

II-1. CONTROLE LITHOLOGIQUES ET PALEOSEDIMENTOLOGIQUES

Les roches karstifiables relevant presque exclusivement des roches sédimentaires carbonatées (calcaires ou dolomitiques) et salines, les contrôles paléosédimentologiques sont fondamentaux, d'autant plus qu'ils expliquent non seulement la formation des roches "aquifères" mais aussi celle des roches "aquicludes" (d'une façon générale argiles marines ou roches à minéraux argileux) qui les délimitent. D'où l'importance des études stratigraphiques, paléogéographiques et paléosédimentologiques, études qui permettent de comprendre la logique des formes, de l'extension et des limites du ou des "corps sédimentaires" en jeu ainsi que la répartition des faciès aquifères et aquicludes au sein de ces "corps sédimentaires" ou à leurs contacts.

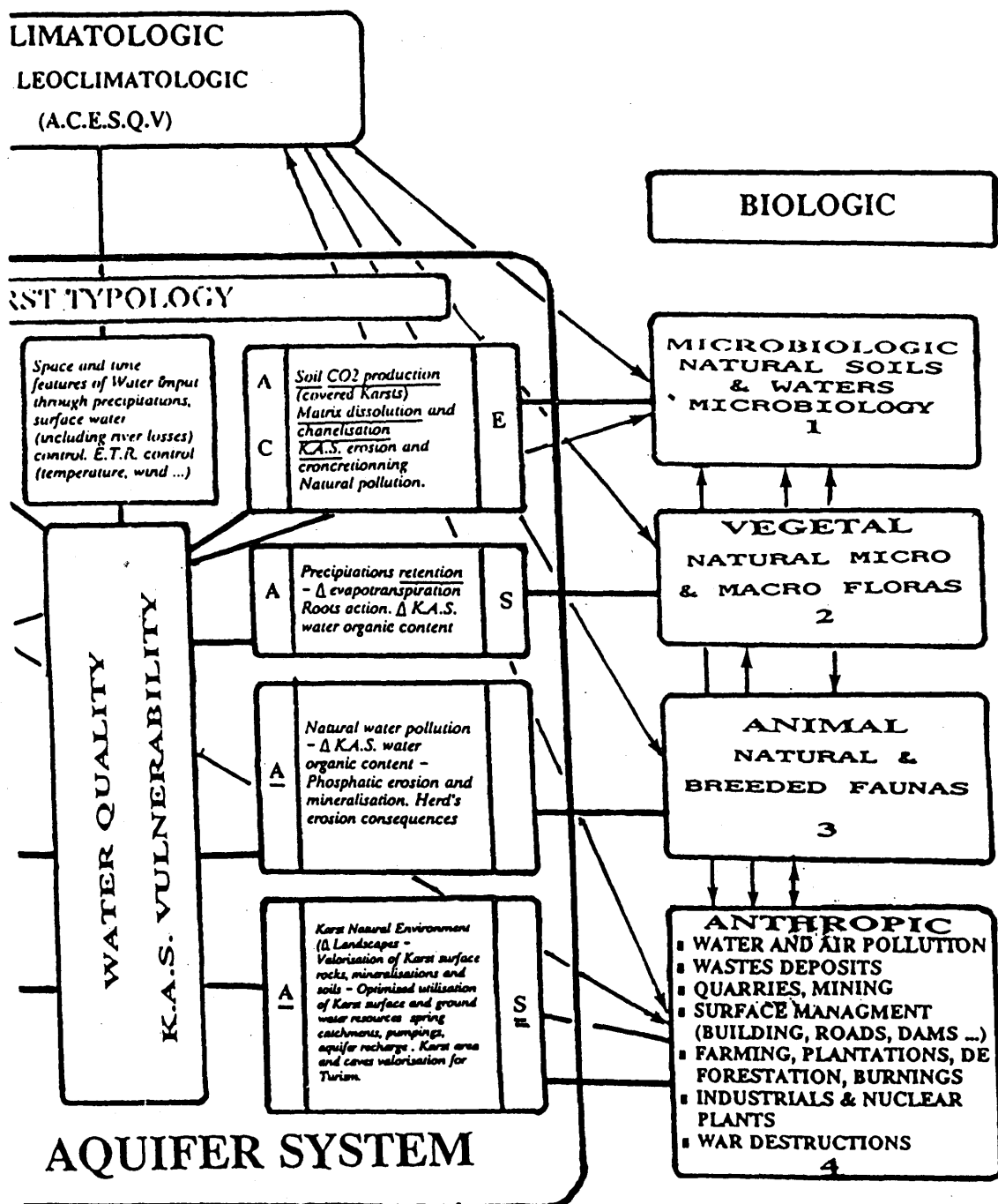
Les s.a.k. méditerranéens correspondent essentiellement aux paléo-ensembles récifaux et marins ouverts, de climat tropical, qui se sont développés pendant l'ère secondaire, principalement au Jurassique et au Crétacé sur la plate-forme plus ou moins pénéplanée des massifs primaires "hercyniens" qui bordaient l'ancêtre de la Méditerranée : la Mésogée, et en ce qui concerne les karst Nord-Montpelliérains, dans la zone de subsidence qui donna au Crétacé la "fosse vocontienne" ; ces paléoensembles récifaux étant entendus au sens non seulement des récifs à faciès barrières (à coraux construits et à accidents siliceux) mais aussi des calcaires lithographiques à grain fin micritiques, à ammonites et calpionelles, qui leur faisaient suite (faciès dits tithoniques du Jurassique) vers le large (faciès marin ouvert). Les calcaires les plus purs (du Jurassique supérieur et du Crétacé supérieur : Urgonien) correspondent aux périodes les plus chaudes et les plus sèches (la réduction des pluies expliquant, avec la géomorphologie, la pureté des calcaires par quasi-absence d'apports terrigènes), les aquicludes (plus ou moins imperméables) correspondent eux à des périodes plus froides et à précipitations plus élevées expliquant la réduction ou la disparition des organismes coralliens et l'importance des apports terrigènes argileux. Encore faut-il rappeler ici qu'à côté des oscillations pluviométriques pour expliquer l'évolution séquentielle sur une même verticale, il faut aussi prendre en compte les oscillations du niveau marin qui, à climat égal, provoquent le déplacement des zones de faciès, les transgressions et les régressions.

Le s.a.k. de la source du Lez est un excellent exemple de tous ces faits (cf. Fig. 3 à 5, carte I et coupe de la Fig. 6). Il se développe dans les calcaires du Jurassique supérieur (Rauracien-Portlandien (J6-9) de 650 à 1 100 mètres d'épaisseur moyenne - épaisseur pouvant atteindre plus de 1 500 m dans l'axe de la fosse plus à l'Est) compris entre les marnes et calcaires marneux - aquicludes - du Callovien-Argovien (mur imperméable de l'aquifère) et les calcaires argileux ou les marnocalcaires du Crétacé inférieur (Berriasien - Valanginien inférieur).

Le Jurassique inférieur et moyen, présent en profondeur, n'intervient pratiquement pas ou presque pas dans le s.a.k. de la source du Lez, bien qu'il comporte, outre ceux des bancs calcaréodolomitiques du Lias, plusieurs niveaux karstifiables ou karstifiés (Fig. 4A), notamment calcaires pararécifaux à accidents siliceux du Bajocien et calcaires pararécifaux ou dolomies du Bathonien. Il n'affleure que de façon restreinte dans le coeur de l'anticlinal de Viols-le-Fort et dans la "Combe de Mortiers" au pied du Pic Saint-Loup.

Signalons ici la dolomitisation générale des assises du Bathonien, se traduisant par une érosion ruiniforme caractéristique. Cette dolomitisation est liée paléosédimentologiquement à la concentration du Magnésium de l'eau de mer dans certains corps algaires et à la migration ultérieure de Magnésium provoquant la formation de cristaux de dolomite (carbonates doubles de Calcium et de Magnésium). Or, ces cristaux sont automorphes (limités par des faces planes) - contrairement aux cristaux de calcite des calcaires aux contours xénomorphes "engrenés" les uns dans les autres. Cette automorphie provoque la formation de vides entre les grains donnant à la roche une porosité d'interstice qui s'ajoute à la porosité de fractures et de chenaux. Par ailleurs, ces interstices rendent la roche beaucoup moins résistante à l'érosion ; les cristaux de dolomite se dissocient alors facilement et donnent naissance à un "sable dolomitique" qui a tendance à remplir les cavités des fissures et des chenaux. D'où le comportement très particulier des zones dolomitisées dans les systèmes aquifères karstiques (cf. travaux de H. Paloc sur le Causse de Montdardier, 1961). Ruiniformes à l'affleurement, en tant qu'aquifères ils ont des caractéristiques de roches à porosité d'interstice et ont dans les s.a.k. en conséquence un rôle "tampon" dont il faut tenir compte.

En ce qui concerne le Jurassique supérieur, Y. Bodeur (1976 et 1979) a pu mettre en évidence de façon détaillée les zones isopiques s'ordonnant de façon régulière suivant une direction principale Nord 20°, délimitant d'Est en Ouest une zone de bassin (marin ouvert), passant à une "plate-forme externe" riche en accidents siliceux passant elle-même à une plate-forme moyenne comprenant une pente externe étroite à laquelle fait suite un récif barrière à coraux construits et à platier ; cette dernière passant elle-même à une plate-forme interne d'arrière récif à faciès plus ou moins confinés - n'intervenant pas dans les karsts nord-montpelliérains alimentant la Source du Lez. Le tout a été ultérieurement décroché, d'après cet auteur de près de 17 kilomètres (Fig. 7) par le



CLIMATOLOGIC LEOCLIMATOLOGIC (A.C.E.S.Q.V)

J.V. AVIAS 1987

AGE: CAPACITY S: DISCHARGE Q: QUALITY V: VULNERABILITY

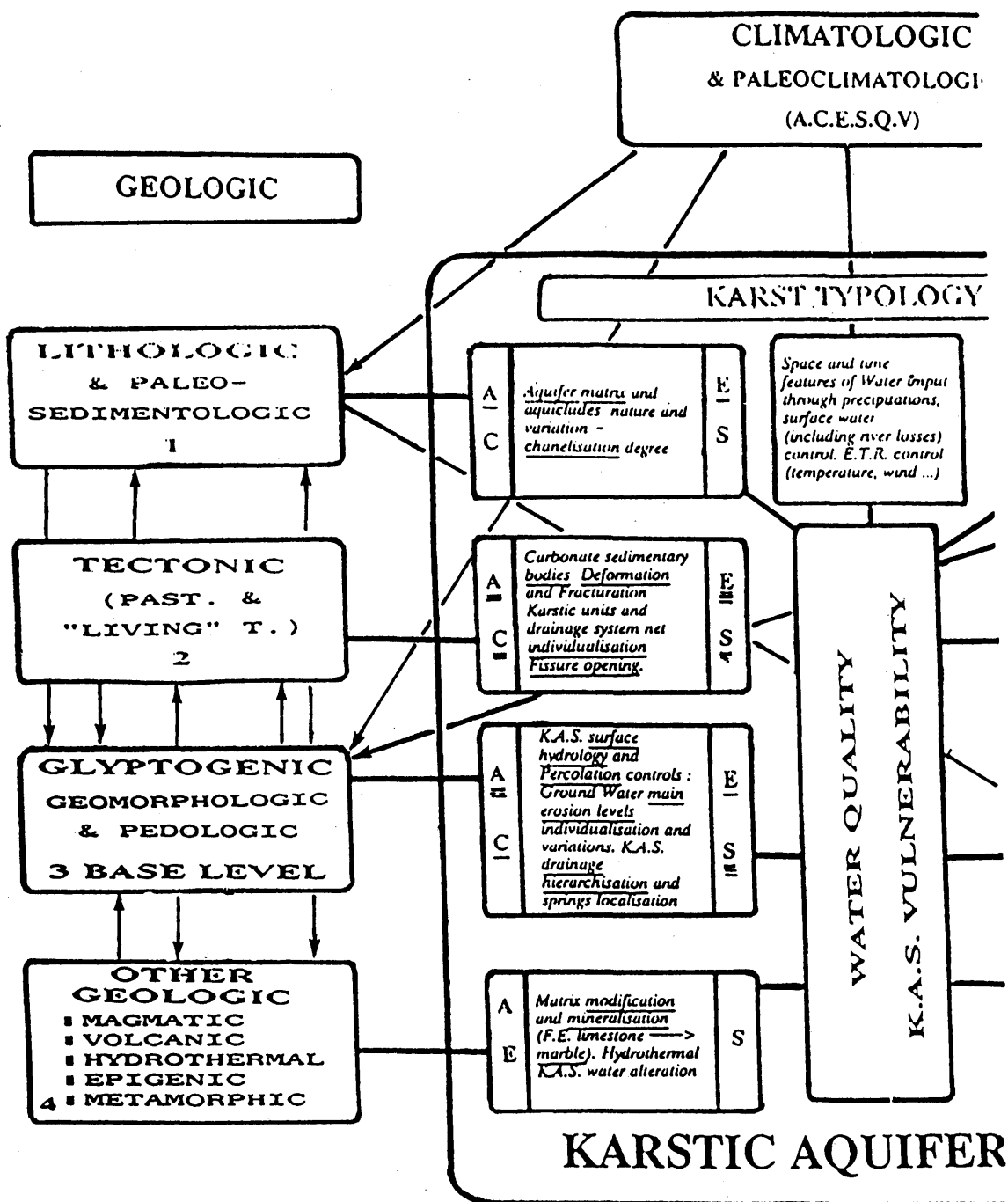


FIG. 2 : MAIN KARSTIC AQUIFER SY

A : ALIMENTATION C : CIRCULATION E : STORAGE CAPACITY S : DISCH

faisceau des "failles cévenoles". Pour plus de détails, je renverrai aux travaux de cet auteur et à ceux de P. Dubois, L. Ypaudyan et A.F. Baudrimont (1976-1977), ainsi qu'à ceux de P. Mélas (1982) pour le problème particulier des karstifications intra-sédimentaires qui ont pu avoir lieu au Jurassique, plus à l'Ouest sur le "seuil cévenol".

Quoiqu'il en soit, dans le s.a.k. de la Source du Lez, la partie karstifiée à grande échelle correspond donc aux calcaires jurassiques micritiques fins, pélagiques ou semi-pélagiques de plate-forme externe, en régime "marin ouvert". Ils passent vers l'Ouest, de façon accessoire à des calcaires bioclastiques ou construits récifaux (Bois de Monnier) essentiellement drainés par le fleuve Hérault (et non par la Source du Lez), niveau de base local le plus proche. Correspondant à d'anciennes boues calcaires fines, les calcaires lithographiques sont à la fois particulièrement purs et solubles et particulièrement durs, rigides et fragiles ce qui fait qu'ils répondent par une fracturation intense aux contraintes mécaniques. La présence de ces calcaires est une des raisons majeures de la richesse en aquifères karstiques du pourtour de la Méditerranée. Il faut aussi noter ici que dans le bassin du Lez, d'autres assises calcaires peuvent aussi, bien que moins développées, présenter une karstification et contenir un aquifère pouvant dans certains cas communiquer par des fractures avec le s.a.k. de la Source du Lez, mais aussi constituer des aquifères indépendants. Nous citerons : - en dessous de l'aquifère principal (Rauracien-Portlandien) les calcaires en petits bancs du Séquanien à interlits de marnocalcaires esquilleux ; - en dessus de l'aquifère principal les faciès de calcaires zoogènes crétacés du Valanginien supérieur ("calcaires miroitants" surmontant les marno-calcaires du Valanginien inférieur et du Berriasien) et les calcaires graveleux de l'Hauterivien supérieur séparés des précédents par un aquiclude marneux (Hauterivien inférieur) à titre d'exemple aquifère perché du Causse de l'Hortus, vidangé par des sources. ex. : Source du Lamalou, drainée par l'Hérault (cf. Fig. 6, carte I) et n'alimentant que très peu le s.a.k. de la source du Lez. A citer enfin ici les calcaires lacustres tertiaires du bassin de St-Gély du Pesc et de St-Martin-de-Londres, qui donnent également des aquifères perchés ; par exemple du Lutétien, sans relations directes avec l'aquifère principal de la Source du Lez.

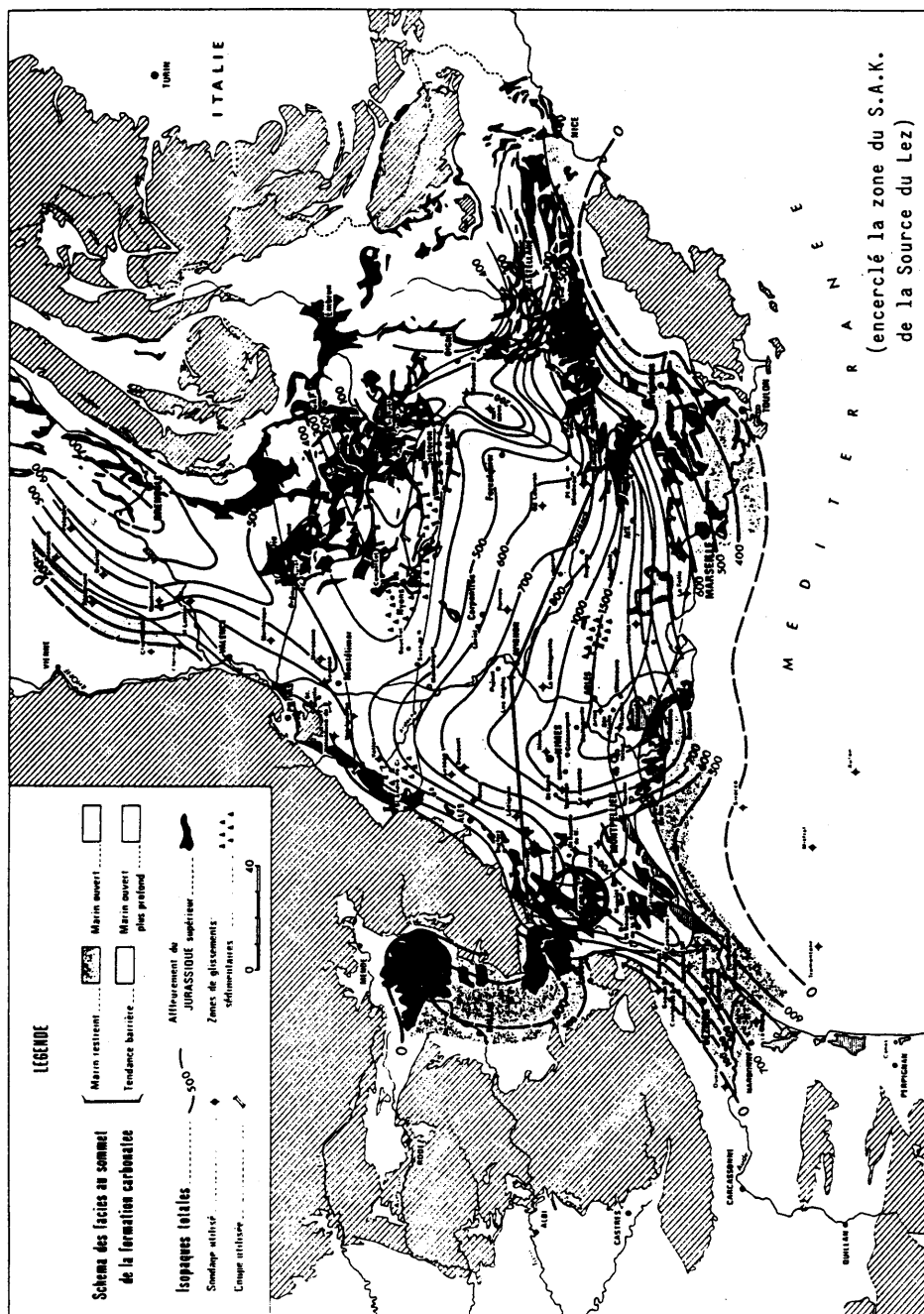
Pour en finir avec l'histoire paléosédimentologique et en transition avec le chapitre suivant, il faut insister sur le fait que la subsidence qui a donné naissance au bassin pré-vocontien est en grande partie liée au rejeu en distension d'accidents (hercyniens ou tardihercyniens) synchroniques de cette même sédimentation (ex. paléofaïlle de Corconne - cf. Fig. 3 et 5) ; et sur le fait que la fracturation des bancs de roches et notamment la densité des diaclases dépend de l'épaisseur de ces bancs (elle est d'autant plus grande que l'épaisseur des strates est plus faible) (cf. Travaux de J.C. Grillot, 1986).

Enfin, il faut noter ici que l'absence de couverture importante et le niveau structural superficiel des formations jurassiques entraînent que n'interviennent pas dans la matrice carbonatée des calcaires aquifères karstifiés de phénomènes d'épigenèse importante ou de métamorphisme, tels qu'il en existe en d'autres points du pourtour de la Méditerranée (par exemple en Grèce où nombre de calcaires ont ainsi été marmorisés).

II-2. CONTROLES TECTONIQUES

1 - Généralités

Nous venons de voir que la lithologie et l'origine paléosédimentologique des roches carbonatées en jeu dans un s.a.k. constituaient les contrôles déterminants de la répartition spatiale et de la nature de la matrice en jeu ; mais c'est la tectonique (globotectonique, macro et microtectonique, nanotectonique) qui va être le facteur déterminant de la géométrie finale de cette matrice, en raison des déformations et fracturations qu'elle va provoquer dans l'ancien "corps sédimentaire" ; que ce soit par déformation plastique ou cassante ; que ce soit par création de discontinuités (par glissements tangentiels) dans les joints de sédimentation, ou par fracturation (sans rejet : diaclases et mégaclases, ou avec rejet : failles normales, failles inverses, failles décrochantes. Les discontinuités créées sont dans le cas d'un s.a.k., plus ou moins agrandies par dissolution (phénomène de la



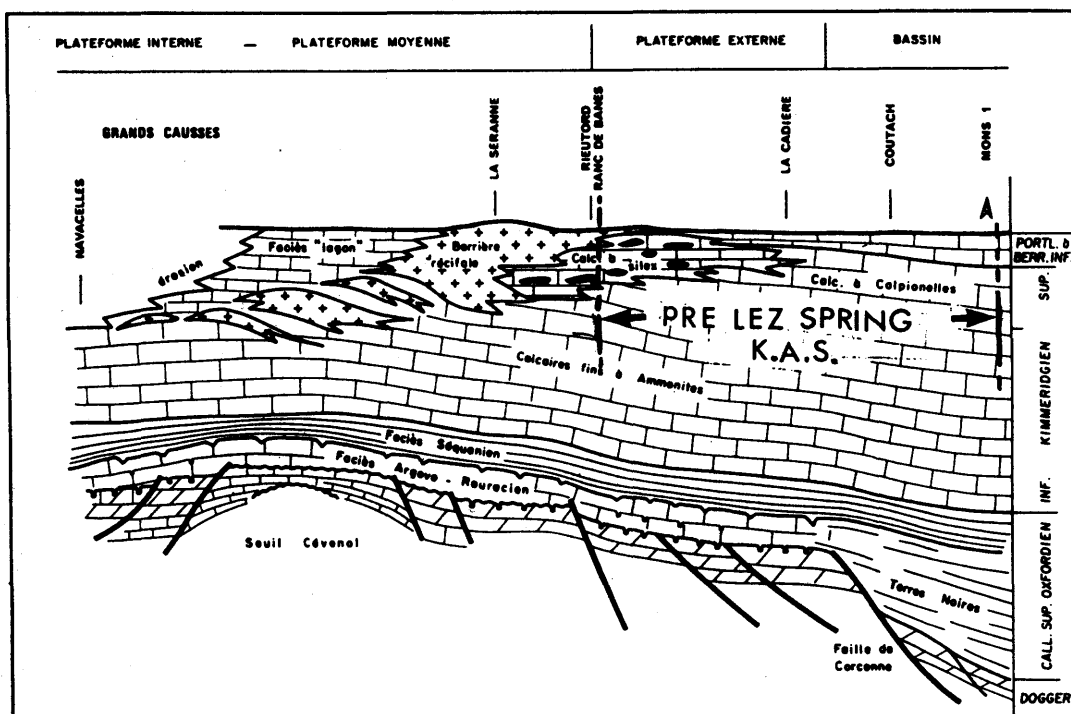


FIGURE 4

Schéma interprétatif de la sédimentation du Jurassique supérieur sur la bordure languedocienne.

(d'après P. DUBOIS et L. YAPAUDJIAN, 1975)

Interpretation of Upper Jurassic sedimentation on the languedocian margin
(from DUBOIS et YAPAUDJIAN, 1975)

chenalisation, en milieu biphasique (air-eau) : rivières souterraines, ou monophasique (eau) : conduits en charge. Les cavités créées peuvent, par la suite, se remplir de sables dolomitiques (originaires des zones dolomitisées) ou se colmater (par dépôt d'argile, de particules siliceuses ou par précipitation de calcite). Le tout expliquant la structure hydraulique finale du s.a.k., avec ses contacts aquifères - aquicludes (imperméables de base ou "murs" de l'aquifère) ; générateurs entre autres des karsts perchés ; imperméables latéraux engendrant l'existence de "karsts barrés" et l'existence de zones noyées plus ou moins pérennes. Les différentes unités résultantes ("systèmes annexes" de A. Mangin) constituent lorsqu'elles ne sont pas isolées, le s.a.k. considéré avec ses compartiments et ses communications plus ou moins rapides grâce aux réseaux de fractures ou de chenaux ou grâce à des chenaux de grande dimension (drains) conduisant en fin de course à l'exsurgence la plus basse du s.a.k., les limites latérales du s.a.k. étant constituées soit par des imperméables, soit par des zones à potentiel constant (par exemple rivières), soit par des crêtes hydrauliques mobiles, variant avec les entrées (saisonnières ou non) et avec les sorties (évacuations naturelles : sources et exsurgences, ou artificielles : galeries drainantes ; pompages dans les sources ou dans des forages spécialement creusés) du s.a.k. La limite supérieure du s.a.k. peut être un toit de formations plus ou moins imperméables (aquicludes) (s.a.k. captifs) ou la surface du sol mettant en contact les roches du sous-sol avec l'atmosphère (s.a.k. libres ou "phréatiques") avec évidemment dans ce cas intervention des altérations superficielles (régolithes, sols, etc.) et de la couverture végétale, sans oublier les actions anthropiques (déforestation, cultures, carrières, urbanisation d'habitat agricole

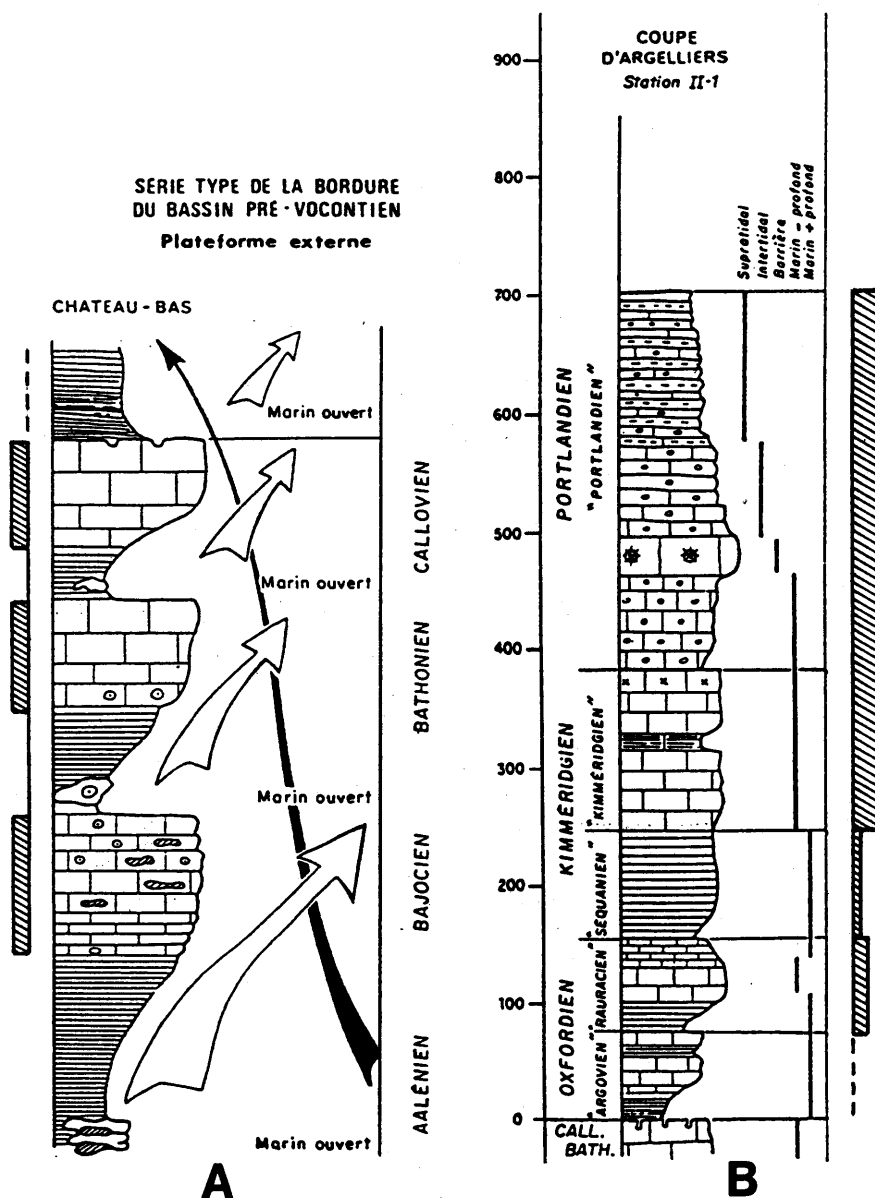


Fig.5 ECHELLE STRATOLOGIQUE DU JURASSIQUE MOYEN (A)
ET SUPERIEUR (B), INTERVENANT DANS LE SYSTEME AQUIFERE
KARSTIQUE DE LA SOURCE DU LEZ.
(Avec indication des zones de faciès et de l'évolution
séquentielle du Jurassique Moyen)

D'après P. Dubois et L. Yapaoudjian 1975
(Avec indication des zones aquifères : en hachuré
et aquicludes : en blanc)

ou industrielle). Dans ce cas interfèrent évidemment tous les facteurs (cf. Fig. 2) dont dépend cet **interface sous sol-atmosphère** (climatologie, biologie animale et végétale, pédologie, etc.) relevant d'un troisième contrôle géologique, que nous examinerons dans le chapitre suivant : le **"Contrôle géomorphologique"**.

Le cas du s.a.k. de la Source du Lez est du point de vue "contrôle tectonique" particulièrement complexe et constitue un cas particulièrement exemplaire, car faisant intervenir :

- a) - la **globotectonique** et ses facteurs (dérives de masses continentales engendrant des compressions, des distensions, des cassures, des déchirures, des décollements, des bourrages, des formations plastiques : ex. argiles salifères triasiques (Fig. 6) etc. ; **expansion du globe** et formation de "points chauds" ("Hot spots") par exemple au Massif Central, entraînant des amincissements de la croûte et des éclatements de cette dernière, en étoile ou non, jalonnés de diapirs thermiques, de venues d'eaux chaudes chargées en gaz carbonique, voire de venues magmatiques profondes (batholites) ou superficielles (volcans) ;
- b) - la **macrotectonique** : engendrant des **unités plissées** (plis anticlinaux, synclinaux, unités charriées, dont la formation a parfois été facilitée par les phénomènes d'érosion de structures antérieures ("**morphotectonique**"). La plupart des unités peuvent relever à la fois de plissements et de cassures de compression (failles inverses) ou de distension (failles normales).
- c) - la **microtectonique** entraînant les déformations et les cassures (petites failles, diaclases, etc.) à l'échelle des bancs de roches carbonatées en jeu.

L'étude de la microtectonique permet souvent de remonter aux causes de la macrotectonique, d'après les "**figures microtectoniques**" observées : plissements, écrasements, minifracturations, stries de friction, etc.

- d) - enfin, la **nanotectonique** ou tectonique à l'échelle microscopique, c'est-à-dire à l'échelle des éléments ou cristaux de la matrice carbonatée du s.a.k. Les microfractures et microécrasements pouvant faciliter considérablement l'action dissolvante, la circulation et l'emmagasinement de l'eau. Mais dans le cas d'un s.a.k. actuel et comme dans le cas de la macro- et de la microtectonique, seulement à la condition qu'aucune **recristallisation** ou **recimentation** colmatante ne soit intervenue ultérieurement ; cette condition n'étant remplie que si l'on a affaire à une tectonique encore vivante. Les s.a.k. les plus importants, notamment du pourtour méditerranéen, coïncidant d'ailleurs avec des zones de tectonique vivante (J. Avias 1975). Ce fait explique que, du point de vue méthodologique l'étude des différentes phases de tectonisation ancienne ne présente souvent qu'un intérêt mineur par rapport à l'étude de la "**tectonique vivante**" de la zone considérée. Il n'en reste pas moins que cette tectonisation ancienne peut avoir un grand rôle par l'individualisation qu'elle a permis, de certaines unités, et par le fait que les fractures anciennes, mêmes recimentées peuvent se réouvrir et rejouer sous l'influence des contraintes ultérieures et notamment des contraintes nées de la tectonique vivante.

2 - Cas de la source du Lez

- a) Dans le cas de la source du Lez, le **contrôle tectonique** le plus ancien à considérer relève de la globotectonique qui a entraîné, d'une part la **fracturation** et l'**entrée en subsidence** - à l'emplacement qui nous intéresse - du continent hercynien à la fin du Primaire (Tardihercynien et Permien) (cf. mise au point d'Arthaud F. et Matte Ph., 1975), ces deux phénomènes ayant permis à la mer de transgresser sur ce continent et d'y déposer, après la formation des séries triasiques argilo-détritiques et salifères, les formations argilo-carbonatées du Jurassique et notamment le corps sédimentaire carbonaté du Jurassique supérieur, dont l'épaisseur à la fin du Jurassique (c'est-à-dire il y a environ 150 millions d'années) pouvait varier de moins de 300 m à plus de 1 500 m (de 650 à 1 100 m dans la zone de la source du Lez) (Fig. 3 et 4).

Cette tectonique tardihercynienne a été probablement la conséquence de la relaxation des contraintes ayant succédé à la surrection de la chaîne hercynienne, combinée aux jeux de l'expansion du globe et aux tensions créées par l'interaction des plaques Africaine et Européenne, ainsi que les dérives différentielles des masses continentales correspondantes, qui à l'heure actuelle ont abouti à la grande cassure grabénique existant dans la plaque européenne (jalonnée par la vallée du Rhône, la Bresse, le Fossé d'Alsace, etc.) et à la naissance par effondrement (voir plus loin) de la Méditerranée et en particulier du Golfe du Lion. On peut ici souligner la

liaison qui, en fin de compte, comme c'est souvent le cas, existe entre la sédimentologie et la tectonique.

b) Durant la période jurassique, les cassures du socle hercynien continuent à jouer, comme en témoignent certaines paléorides avec leur cortège de zones de glissements et de brèches synsédimentaires (cf. Fig. 3 et 4). A noter ici que l'actuelle "faille de Corconne" avait une ancêtre hercynienne qui a joué de façon intermittente jusqu'à nos jours, apparemment toujours en faille normale à rejet Est. (cf. Fig. 4 et 6). C'est elle qui, au cours de l'Oxfordien-Kimmeridgien a donné naissance à la principale des rides sous-marines que nous avons évoquée un peu plus haut, et aux glissements et brèches de resédimentation qui l'ont accompagnée. Au Portlandien, c'est à l'Ouest de cette ride que se sont développés (cf. Fig. 3 et 4) les récifs barrières dont nous avons déjà parlé dans les "contrôles paléosédimentologiques". A l'Est de cette ride régnait le régime de mer ouverte ayant donné naissance aux calcaires lithographiques fins (micritiques) de l'aquifère de la Source du Lez. Le Jurassique supérieur, après avoir vu se développer une barrière récifale se terminera par une régression générale qui, à l'emplacement de cette barrière fera émerger des paléoreliefs.

c) C'est sur ces paléoreliefs que la sédimentation berriassienne, prémisses de la sédimentation crétacée, va s'installer (par ex. dans la zone du "Bois de Monnier"). Ce, tandis que la future "faille de Corconne" continue à jouer et à donner naissance à des séismes provoquant de nombreux glissements sous marins (slumpings) tels ceux particulièrement démonstratifs observables près de Valflaunès.

d) Au Crétacé moyen, comme conséquence : - d'une part du remplissage du bassin sédimentaire, - d'autre part de la persistance des contraintes de compression, et peut-être, d'une baisse du niveau marin, la région émerge, donnant en particulier naissance à l'"Isthme Durancien" qui restera émergé près de 35 millions d'années.

Cette émergence entraînera une érosion intense qui fera disparaître en de nombreux points, non seulement une partie ou la totalité du Crétacé inférieur, mais même du Jurassique (à l'Ouest). Il provoquera aussi la première phase de Karstification des calcaires du bassin de la source du Lez qui s'accompagnera de la formation (en climat tropical) à partir de résidus de dissolution de ces minerais d'aluminium que sont les "bauxites".

Vers la fin du Crétacé moyen ou au Crétacé supérieur, certaines failles comme la faille des Matelles-Corconne, jouent (en failles normales) comme le prouve la discordance des formations continentales rognaciennes (à oeufs de dinosaures), sur le Valanginien d'un côté de cette faille, sur le Jurassique de l'autre côté. Les affaiblissements résultants provoquent l'arrivée de la mer et l'accumulation de nouveaux sédiments dans les bassins correspondants : ex. bassin de St-Martin-de-Londres dans le s.a.k. de la Source du Lez - où s'accumulent d'abord des "marnes" dites infralutésiennes, puis la sédimentation s'y poursuivant à l'Eocène, les calcaires lacustres lutétiens de l'Eocène moyen.

e) C'est alors que les contraintes ayant atteint une intensité suffisante, va se déclencher la phase paroxysmale de déformation dite "phase pyrénéenne" (car responsable de la création de la chaîne pyrénéo-provençale qui surgit alors au Sud de la zone considérée ici, zone qui constitue alors une partie de l'"avant-pays" de cette chaîne, avant-pays dans lequel la poussée Sud-Nord qui résulte génère un écaillage du socle profond, avec raccourcissement, bourrage des argiles salifères triasiques et apparition de deux chevauchements (Fig. 6 - Carte et coupe), l'un situé immédiatement au Sud du s.a.k. de la source du Lez constituant ce qu'on a appelé le "Pli de Montpellier", l'autre plus au Nord, en partie avorté, qui lui est parallèle et qui constitue le chevauchement jalonné par les plis de Viols-le-Port et du Pic St-Loup d'une part, par les écaillages de St-Martin-de-Londres et par le chevauchement inverse de St-Mathieu-de-Trévières (accidents qui font ressortir le Jurassique inférieur et moyen dans l'axe des plis).

Ces deux structures dues à la tectonique pyrénéenne jouent un rôle fondamental dans la structure du s.a.k. de la source du Lez, la première (Pli de Montpellier) faisant remonter les formations imperméables, notamment liasiques et vitrolliennes, constituent un véritable écran presque entièrement imperméable dans sa partie supérieure qui limite encore actuellement, en grande partie le magasin aquifère kimmeridgien-portlandien vers le Sud et provoque son débordement à la source du Lez. La deuxième provoquant l'une des limites du s.a.k. de la source du Lez par rapport à la zone de drainage vers le fleuve Hérault (vers l'Ouest) des eaux souterraines et l'un des barrages provoquant le cheminement vers les drains de la faille de Corconne des eaux souterraines des formations Jurassique supérieur situées le plus à l'Est (zone du Bois de Paris, notamment).

Quoiqu'il en soit, le s.a.k. de la source du Lez est dans une zone de "tectonique vivante" où jouent encore actuellement outre la surrection du Massif Central, au N-W, deux effondrements majeurs : celui du Golfe du Lion, c'est-à-dire celui de la chaîne pyrénéo-provençale médiane et des "fossés de la Camargue" au Sud, d'une part, celui du graben de la vallée du Rhône et de ses prolongements à l'Est, d'autre part. Cette tectonique vivante est là comme ailleurs, responsable (cf. J. AVIAS 1975) du maintien de l'ouverture des fissures, de la neutralisation du colmatage de ces dernières notamment par de la calcite, et partant, de la richesse en eaux souterraines des s.a.k. correspondants. Ceci n'empêche pas les grands accidents du s.a.k. de jouer selon les lieux le rôle d'écran ou le rôle de drains (lorsqu'ils ont été plus ou moins chenalisés par la circulation des eaux souterraines). La richesse de la plupart des s.a.k. du pourtour de la Méditerranée (par exemple en Yougoslavie, en Italie centrale, en Turquie, etc.) est, elle aussi liée précisément à l'existence d'une tectonique vivante dans les régions correspondantes. Il faut ajouter que le s.a.k. de la Source du Lez doit de plus sa richesse au fait qu'il est dans le compartiment le plus affaissé des karst nord-montpelliérains, drainant grâce à la grande cassure de la faille de Corconne et de failles satellites de cette dernière (faille de la Source du Lez, notamment) et sans oublier l'écran drainant de l'accident chevauchant de St-Mathieu-de-trévières, les eaux souterraines d'une zone d'environ 170 km² de superficie sans compter les eaux de ruissellements des massifs cévenols dominants qui s'infiltrant en profondeur au contact de ceux-ci et des formations sédimentaires carbonatées (C. DROGUE 1963 et F. TOUET 1987). Enfin, il faut ajouter que cette tectonique vivante entretient l'ouverture non seulement des diaclases et failles, mais aussi des discontinuités nées par friction différentielle au niveau des joints de stratification, dont l'importance longtemps méconnue a été prouvée d'abord par l'auteur dans les fouilles du Barrage de Ceyrac sur le Rieumassel (affluent du Vidourle) et sur le site test du nouveau captage de la Source du Lez, par observation télévisée des parois des forages dans des études systématiquement réalisées par G. Marjolet et J. Salado (1973-1975).

En conclusion, la tectonique avec la lithologie et la paléosédimentologie permet de dégager et d'expliquer de façon particulièrement affine la genèse, la structure et les possibilités de fonctionnement des s.a.k. de type méditerranéen en général et du s.a.k. de la Source du Lez en particulier. Mais pour expliquer le fonctionnement réel notamment du point de vue hydraulique, il convient, outre les observations hydrométriques désormais classiques à effectuer (notamment études corrélative et simultanée de l'Hydrodynamique, de l'Hydrothermie et de l'Hydrochimie (cf. J. Avias 1963, 1964, J. Avias et alii 1976, J. Avias 1982) de passer en revue un dernier ensemble de facteurs, à savoir, les facteurs géomorphologiques et autres (également en partie liés à la Tectonique) qui déterminent le ou les niveaux de base, commandant aux gradients de drainage du système.

II.3- CONTROLES GLYPTOGENIQUES ET FACTEURS DU OU DES "NIVEAUX DE BASE".

1.- Généralités

Les contrôles glyptogéniques c'est-à-dire les contrôles du modelé de l'interface de la croûte terrestre et de l'atmosphère dépendent de la "géomorphologie" (avec ses formes d'érosion et d'accumulation) et de la pédologie (science des sols, c'est-à-dire des formations d'altération qui se constituent souvent à cet interface sous l'influence combinée des roches, en interaction avec les facteurs atmosphériques, hydrosphériques et biosphériques).

a) - C'est à travers cet interface que l'entrée d'eau (de pluie ou de cours d'eau) s'effectue dans le système aquifère karstique (notamment eau des "précipitations efficaces", c'est-à-dire de la partie des précipitations qui s'infiltrant dans le sol, déduction étant faite de la partie évapotranspirée dans l'atmosphère et de la partie évacuée par ruissellement superficiel. Cet interface (après la climatologie qui conditionne l'intensité et la répartition dans le temps et dans l'espace, des précipitations et des pertes d'eaux superficielles, contrôle donc quantitativement l'alimentation du système.

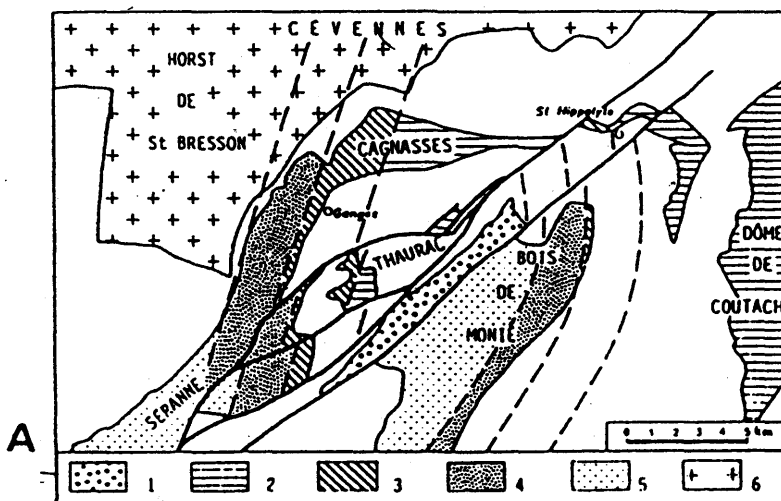


Schéma montrant la localisation actuelle des faciès portlandiens de part et d'autre du décrochement cévenol et les relations de ce Jurassique avec l'Oligocène et le socle : 1. Oligocène (Bassin de Montoulieu); 2. plate-forme externe; 3. pente externe; 4. faciès récifaux; 5. arrière récif; 6. socle. Seuls les principaux accidents appartenant au faisceau cévenol ont été représentés. Les tiretés indiquent les limites approximatives des zones isopiques à la fin du Portlandien.

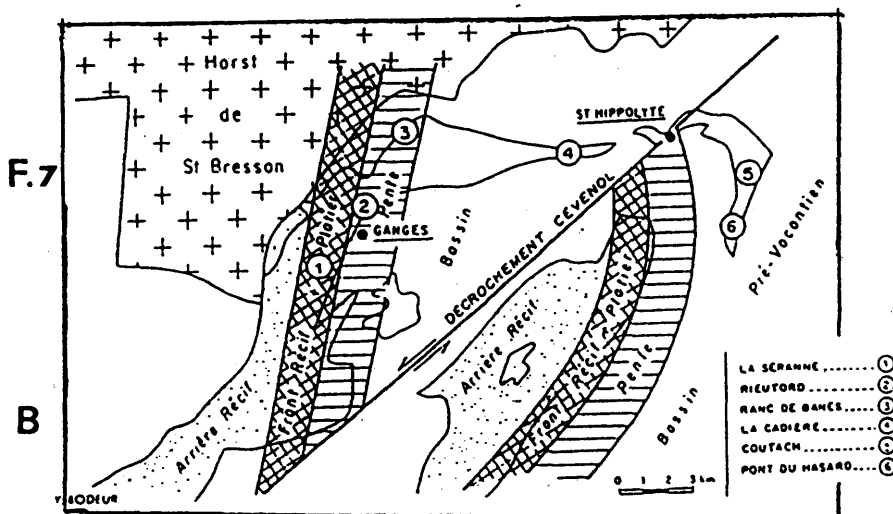
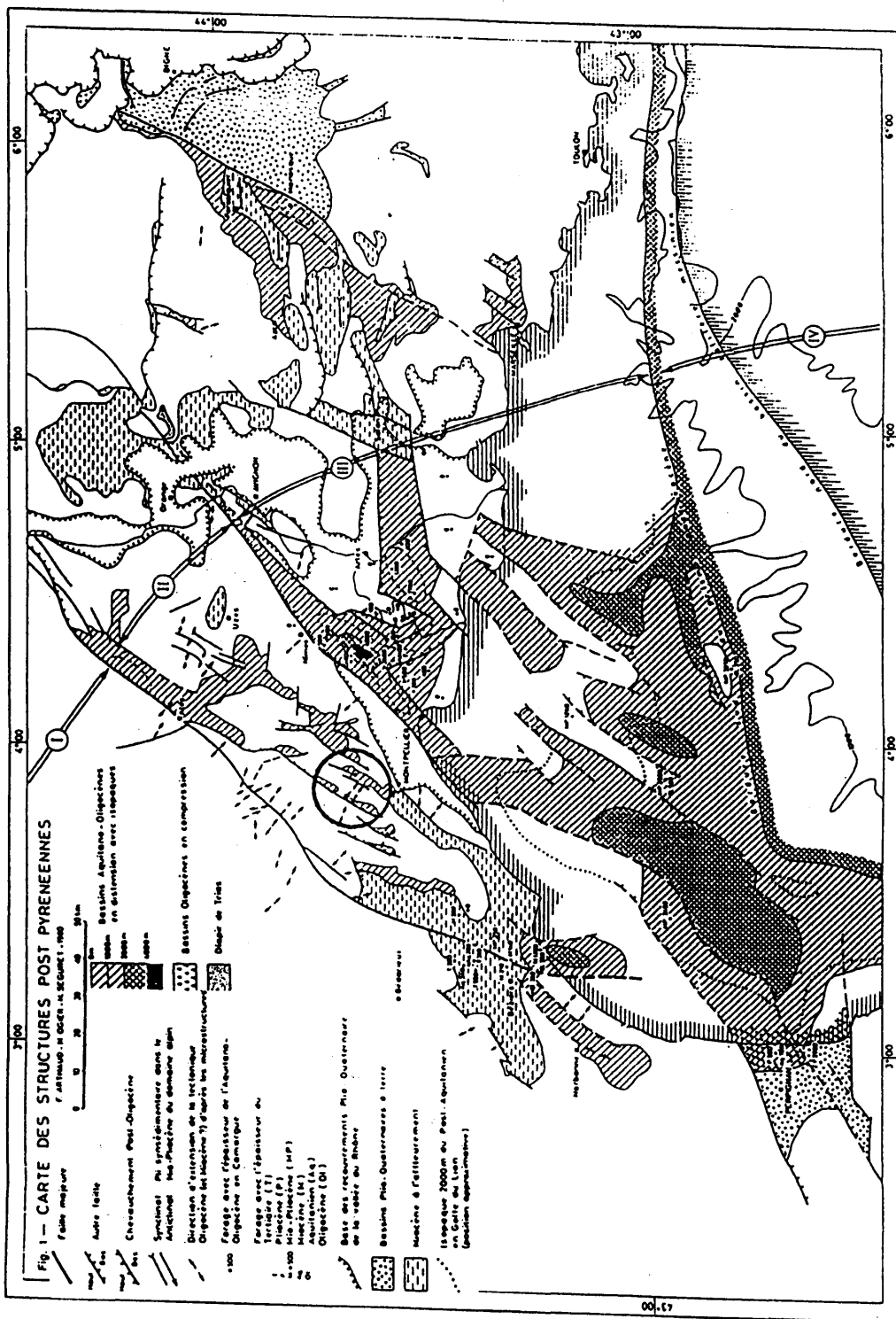


Fig. 7 - Contrôle tectonique du S.A.K. de la Source du Lez : rôle du décrochement cévenol dans la répartition des faciès en jeu : A : carte d'Y. Bodeur (1976) ; B : schéma correspondant (ibid.)



b) - Cet interface peut aussi, avec la végétation, contrôler en partie la "qualité" de l'eau. Très peu si le sol est réduit à une quasi seule fraction minérale (sols réolithiques) ; beaucoup s'il s'agit d'un karst couvert, c'est-à-dire revêtu d'un vrai sol avec ses 2 composantes : minérales et organique. L'oxydation par les micro-organismes de la matière organique (dépendant en grande partie du climat, donne en effet naissance à une émission de CO₂ dans les interstices du sol, qui acquièrent une charge en CO₂ très supérieure à celle de l'atmosphère. Ce CO₂ va alors enrichir l'eau de percolation qui va être en conséquence plus agressive et va augmenter le degré de karstification (c'est-à-dire de dissolution) tant en surface qu'en profondeur et notamment en premier lieu dans la zone de décompression superficielle liée au contact avec l'atmosphère (à pression unitaire) qui a une épaisseur de l'ordre de 40 à 50 m en général). Ceci explique la formation de la "zone karstique superficielle" (C. Drogue 1962) ou "épikarst" de A. Mangin (1975) où l'intensité relative de la dissolution a beaucoup augmenté le diamètre des fractures et chenaux ouverts et qui constitue une unité de circulation et d'accumulation de l'eau particulièrement importante dans les s.a.k.

Quoiqu'il en soit, c'est à l'action dissolvante de l'eau de pluie tombée sur les "karsts nus" ou "couverts" que seront dues également (avec évidemment la tectonique) toutes les formes géomorphologiques caractérisant la morphologie karstique superficielle (lapiaz, avens, dolines, ouvalas, poljes, etc.) ou profonde (rivières souterraines, conduits en charge, etc.) (cf. B. Gèze, 1965). L'intensité et la durée de la dissolution provoqueront également l'évolution du s.a.k. depuis des stades de jeunesse, jusqu'à des stades de sénilité en passant par des stades de maturité, et jusqu'à la disparition du s.a.k. (par dissolution plus ou moins totale ou par remplissage des cavités par des produits de colmatage - par exemple : précipitations calcitiques).

c) - En ce qui concerne, non plus l'alimentation (A) et la capacité d'emmagasinement (E) mais la circulation (C) de l'eau dans les systèmes karstiques, le contrôle par la tectonique (densité et ouverture des fissures) et par les facteurs glyptogéniques (nature de l'interface sous sol-atmosphère) sont particulièrement importants mais ne suffisent pas. Il est en effet un autre facteur, déterminant, car conditionnant les gradients hydrauliques ; c'est le (ou les) niveaux de base du s.a.k. c'est-à-dire le ou les niveaux les plus bas où se produit la décharge (S) du système.

C'est ce niveau de base (et ses intermédiaires) qui déterminent la ou les directions et les sens d'écoulement du système, ce souvent de façon totalement indépendante des directions structurales que certains auteurs ont tendance parfois à considérer comme déterminantes (cf. J.C. Grillot 1979). Certes, à petite échelle les fissures ouvertes sont empruntées mais si elles sont discordantes par rapport au gradient hydraulique dès qu'elles recouperont une autre fissure de direction susceptible de rééquilibrer le gradient, c'est cette autre fissure qui sera empruntée par l'eau. Cela explique le tracé "en baïonnette" fréquemment observé dans les circulations karstiques. Cela explique aussi la hiérarchisation des différentes unités du s.a.k. et des drains qui les vidangent.

La permanence d'un niveau de base pendant une assez longue période va alors créer un certain profil de drainage et de chenalisation, en équilibre avec ce niveau et par exemple un niveau de rivières souterraines fréquemment situé dans les karsts barrés à l'interface zone saturée (noyée) - zone non saturée. Il en résulte que quand le niveau de base évolue de façon discontinue (cas général) certains profils deviennent inactifs (sauf parfois en hautes eaux) voire "fossiles" et sont remplacées par un nouveau profil, plus bas ou plus haut dans la masse calcaire. Cela explique également la liaison ou même le parallélisme qui peut exister entre les réseaux de chenalisation, les zones de fortes karstifications d'une part, et les surfaces ou paléosurfaces géomorphologiques (d'érosion - accumulation) ainsi qu'avec les ruptures de profils d'équilibre des rivières et fleuves régionaux d'autre part, d'où l'intérêt pour les hydrogéologues, de la connaissance de ces derniers.

2. - Cas du s.a.k. de la Source du Lez et plus généralement des karsts nord-montpelliérains.

Là encore le cas du s.a.k. de la source du Lez illustre de façon particulièrement démonstrative, tout ce qui vient d'être dit quant aux contrôles glyptogéniques et quant à l'importance déterminante des "niveaux de base".

a) - toutes les transitions existent entre les "karsts nus" et les "karsts couverts" dans les bas fonds ou là où les incendies et les défrichements n'ont pas fait disparaître la forêt primitive (et son sol) qui constituait le "climax" pour la végétation des garrigues nord-montpelliéraines avant l'époque néolithique et les premiers défrichements anthropiques.

b) - L'influence de la couverture végétale, là où elle existe a été étudiée par divers chercheurs. Il a pu être montré l'important effet d'interception des précipitations par le feuillage des arbres, et le sol couvert de feuilles mortes ; cet effet étant accompagné d'une augmentation pouvant être très importante de l'évapotranspiration.

c) - L'épikarstification et le rôle du réservoir épikarstique est également très manifeste en de nombreux points du bassin de la source du Lez et des karsts montpelliérains par exemple, dans les régions de Ceyrac et de Conqueyrac.

d) - En ce qui concerne l'interface du s.a.k., 42 % du réservoir situé entre Hérault et Vidourle (850 km² au total, et comprenant le s.a.k. de la Source du Lez) affleure, dont 4 % de dolomies du Jurassique moyen le reste étant constitué de calcaires jurassiques, 58 % du réservoir est situé sous couverture néocomienne ou néogène.

Par ailleurs, en ce qui concerne le bassin d'alimentation du S.A.K. de la Source du Lez, il convient d'ajouter que des études isotopiques récentes (F. TOUET 1987) montrent que les eaux de ruissellement sur les Massifs cristallins de l'arrière pays cévenol, jouent un rôle plus important qu'on ne le pensait dans l'alimentation du s.a.k. de la source du Lez. (par infiltration dans les plateaux karstiques sous jacents). Il convient également de remarquer ici que ce S.A.K. de la Source du Lez est en profondeur, en continuité avec l'aquifère général des calcaires jurassiques, des karsts nord-Montpelliérains (plus de 700 mètres d'épaisseur moyenne, affleurants ou cachés au nord de Montpellier et plus ou moins effondrés -ou remontant en horsts au sud : exemple horst du Pont Trinquat- au sud de la grande faille de Nîmes et de ses prolongements vers l'ouest). Le gradient géothermique réduit (de l'ordre de 1,7° par 100 mètres) qui s'observe jusqu'à 700 m de profondeur (cf. travaux de mon Laboratoire sur l'hydrothermie du système : M. SOULIE et F. TOUET 1982) le confirme également car il indique que les circulations d'eaux y exportent bien jusqu'à cette profondeur et de façon assez homogène, une partie du flux géothermique.

e) - Enfin, le rôle du niveau de base et de ses variations depuis la fin du Jurassique supérieur y est aussi particulièrement démonstratif et montre que l'on a affaire à un s.a.k. polygénique particulièrement complexe. Un premier épisode majeur de karstification des roches carbonatées jurassiques a commencé dès l'émersion de ces formations au Crétacé moyen et supérieur et a donné naissance à la surface karstifiée recelant les bauxites ainsi que les réseaux souterrains qui lui font suite vers le bas. Un autre épisode majeur est celui lié à la pénéplanation oligomiocène (à laquelle on doit, en grande partie, la surface des plateaux et causses actuels de la région) et surtout, à l'importante régression qui a suivi cette pénéplanation (régression pontique du miocène supérieur qui a amené le niveau de la mer à plusieurs centaines de mètres en dessous du niveau actuel). c'est durant cette régression que se sont développés, non seulement le creusement de gorges et des rivières actuelles, mais aussi les phénomènes de karstification provoqués par le drainage des eaux des plateaux karstiques par ces gorges. Au pliocène et au quaternaire ancien, la mer est remontée, d'abord bien au dessus de son niveau actuel, pour ensuite, avec la succession des glaciations et périodes interglaciaires (Gunz, Mindel, Riss et Wurm) descendre puis remonter alternativement. La dernière phase, d'une importance particulière est celle liée à la régression préflandrienne lors de la dernière glaciation (Wurm). Le niveau de la mer est alors descendu de plus de 80 m par rapport au niveau actuel et tout un réseau s'est alors développé qui explique que la galerie d'arrivée par exemple de la Source du Lez explorée par plongée s'est révélée, comme celle de la Source de Tourne dans l'Ardèche, descendre au-dessous du niveau actuel de la Méditerranée. Par ailleurs, la morphologie de la source actuelle, en entonnoir avec étranglement donnant accès dans une vaste salle que prolonge une galerie à section en "anse de panier" montre qu'elle correspond à un ancien aven surmontant une ancienne rivière souterraine, aujourd'hui noyée en raison de la dernière transgression dite flandrienne qui a abouti au niveau actuel de la mer et à l'ennoiment de toute les sources karstiques nées sous ce niveau aux périodes antérieures. Il en résulte que si la source du Lez est bien le point de sortie aérien le plus bas du système hydrogéologique des karsts situés au nord de Montpellier, il existe aussi des points de sortie plus bas aujourd'hui noyés sous les eaux des étangs ou

de la mer (bien connus des pêcheurs) correspondant aux points d'exurgences les plus bas du système avant la transgression flandrienne. Ceci est d'ailleurs confirmé par la réduction de l'amplitude des battements de la nappe au nord de la source (cf. études inédites de C. JOSEPH et KARAM YOUSSEF 1987). Il faut également ajouter ici que les périodes de glaciation ont joué un rôle important pour la manifestation des phases de karstification. Le gel de l'eau dans le sous-sol a, en effet, imperméabilisé celui-ci, permis en conséquence des circulations superficielles dans les massifs calcaires et interrompu les circulations per descensum en de nombreux points, la karstification devenant seulement superficielle (grottes cutanées de R. CIRY, 1959). Les alternances gel/dégel ont, par ailleurs, été responsables de la plupart des formes géomorphologiques des karsts actuels (en particulier, du développement du lapiaz, éboulis de gélivation et de coulées de solifluxion).

Tout ce qui vient d'être exposé montre la complexité, depuis le crétacé, des variations du niveau de la mer, des variations climatiques (allant des climats tropicaux aux climats glaciaires) et de la répartition des mouvements épirogéniques (surrections ou affaissements), toutes variations qui ont influencé l'évolution de la karstification et dont le détail est loin d'avoir été solutionné. (cf. études de P. Dubois 1961-1965 ; E. Coulet 1975 ; G. Fabre 1980). Quoiqu'il en soit, il ressort de ce qui précède, là aussi, l'importance du contrôle glyptogénique et des facteurs ayant déterminé le niveau de base aux différentes époques géologiques pour le s.a.k. de la Source du Lez.

La carte de la fig. 9 (ayant mis en oeuvre également toute la méthodologie exposée dans des publications antérieures (JAVIAS 1963-1987 et ALII) et notamment la corrélation raisonnée des données hydrodynamiques, hydrochimiques, hydrothermiques, hydrobiologiques, géophysiques etc... ainsi que les résultats de la Spéléologie et des tracés naturels ou artificiels) schématise l'état actuel des connaissances finalement acquises sur ce s.a.k. pour lequel existent encore certaines inconnues et pour lequel aucun forage traversant la totalité de l'aquifère jusqu'à son imperméable de base et qui permettrait de mieux préciser les différents niveaux de karstification majeure, n'a malheureusement pu encore être réalisé.

III - CONCLUSIONS GENERALES

En conclusion, il ressort de l'exposé précédent l'importance dans l'ensemble des contrôles d'un système karstique, d'une étude affine des contrôles géologiques.

A ce point de vue le cas de la source du Lez alimentant Montpellier et sa région en eau potable (débit moyen inter-annuel, 2,2 m³/seconde) est particulièrement exemplaire. Il montre, comme je le soulignais déjà en 1964 (p. 10), que l'"on n'insistera jamais assez sur l'importance fondamentale, d'une connaissance la meilleure possible de la structure superficielle et souterraine des régions en jeu et de leur histoire géologique..." si l'on veut pouvoir optimiser la connaissance, la modélisation, l'exploitation, et la protection des systèmes aquifères karstiques. Ce, bien entendu sans négliger pour autant l'étude des autres "contrôles" de ces s.a.k. schématisés dans le diagramme de la figure 2, et qui ne font pas l'objet de la présente mise au point.

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1 - Les 4 ensembles de facteurs déterminants d'un système aquifère karstique (S.A.K.) (en diagramme de Venn)
- Fig. 2 - Diagramme des principaux contrôles intervenant dans la genèse, la nature et l'évolution des systèmes aquifères karstiques. (Main Karstic Aquifer System Controls)
- Fig. 3 - Carte d'isopaques et d'environnement du faciès calcaire au jurassique supérieur (d'après A.F. Baudrémont et P. Dubois, 1977) (encadrée : la zone du S.A.K. de la Source du Lez)
- Fig. 4 - Matrice carbonatée du S.A.K. de la Source du Lez : contrôle paléosédimentologique du corps sédimentaire récifal jurassique en jeu : coupe schématique W-E de l'état du corps sédimentaire à la fin du Jurassique supérieur (P. Dubois et L. Yapaudjian, 1975).
- Fig. 5 - Echelle stratologique du Jurassique moyen (A) et supérieur (B), intervenant dans le S.A.K. de la Source du Lez (avec indication de zones de faciès et de l'évolution séquentielle) (d'après P. Dubois et L. Yapaudjian, 1975) (avec indication des niveaux aquifères - en hachure, et des niveaux aquicludes (en blanc)).
- Fig. 6 - Carte géologique du Bassin de la Source du Lez et d'une façon plus générale des "Karsts Nord-Montpellierains" entre Hérault et Vidourle. B : Coupe géologique correspondante. Le double cercle à centre noir correspond à la Source du Lez (synthétisée d'après les travaux antérieurs, notamment de C. Drogue (1969) de G. Marjolet et J. Salado - C.E.R.H., 1975 ; de E. Ball, de P. Vernay, 1982 ; et de P. Lemperière, 1988 - C.E.R.G.A.)
- Fig. 7 - Contrôle tectonique du S.A.K. de la Source du Lez : rôle du décrochement cévenol dans la répartition des faciès en jeu : A : carte d'Y. Bodeur (1976) ; B : schéma correspondant (ibid.)
- Fig. 8 - Extrait de la carte de F. Arthaud, M. Ogier et M. Seguret (1980) des structures en distension postpyrénéennes de la zone Montpelliéraine (encadrée la zone du S.A.K. de la Source du Lez).
- Fig. 9 - Schéma des contrôles structuraux et du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère de la Source du Lez et plus généralement des aquifères des karsts nord-Montpellierains (avec limite du S.A.K. et axes majeurs de drainage).

REFERENCES ET BIBLIOGRAPHIE

Les références affectées d'une astérisque contiennent une bibliographie complémentaire.

ARTHAUD F., et MATTE P., 1975 :

Les décrochements terdihercyniens du S.W. de l'Europe : géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics*, 25, pp. 139 - 171.

* - ARTHAUD F., OGRES M., SEGURET M., 1981 :

Géologie et géophysique du golfe du Lion et de bordure Nord.

Bull. B.R.G.M. sect. 1, n°3, 1980 - 81.

pp. 175 - 193, 8 fig., 2 tabl. 5 pl. A. T.

AVIAS J. 1963 :

Méthodes d'étude et de mise en valeur des ressources en eaux karstiques du Midi Méditerranéen. F. A. O. - Institut for geology and subsurface resources. 22 p., 2 tab., 5 fig., 4 cartes, Athènes.

AVIAS J. et DUBOIS P. 1963 :

Sur la nappe aquifère des Karsts barrés par faille du Languedoc - Spelunca Mémoire n°3, pp. 63 - 72, 2 fig.

AVIAS J. 1964 (68) :

Sur la méthodologie en hydrogéologie karstique. Mém. du CERH T. I pp. 5 - 20, 3 cartes, 3 tab. bibl. Cerga Montpellier.

* - AVIAS J. 1968 (1972)

Karst of France in "Karst important Karst regions of the Northern hemisphere". Ed. M. Herak and V.T. Stringfield, pp. 129 - 190, Imp. Elsevier, Publ. Co. Amsterdam (en anglais).

AVIAS J. - 1975 (77) :

Globotectonic control of perimediterranean karstic terrains main aquifers. A. I.H. XII th. Interm. Congr. (Karst Hydrogeology). Huntsville, Alabama 1975, pp. 57-72, 12 fig., bibl. The University of Alabama Press. 1977.

* - AVIAS J. et al. 1976 (77) :

Sur quelques résultats d'études récentes ou en cours du C.E.R.H. de l'Université de Montpellier, concernant le fonctionnement des aquifères karstiques.

2ème colloque d'Hydrologie en pays calcaire. Ann. Scientifiques de l'Université de Besançon en Géol. 25, 3è ser, pp. 35 - 47, 5 fig. bibl.

AVIAS J. 1982 :

Sur la méthodologie d'étude de la décompression superficielle morphologique et tectonique des milieux fissurés. Application à l'exploitation des aquifères de ces milieux. Coll. Nat. en hommage à G. Gastany à l'occasion de son jubilé scientifique". Les milieux discontinus en Hydrogéologie". pp. 47 - 52, 1 pl. B.R.G.M. Orléans.

* - BAUDRIMONT, A. F. et DUBOIS P. :

Un bassin mésogéen du domaine préalpin : le Sud-Est de la France. Bull. Cent. Rech. Explor. Elf Aquitaine Vol. I n°1, pp. 261 - 308, 24 fig. Pau.

BODEUR Y. - 1976 :

Le complexe récifal jurassique supérieur au Sud des Cévennes : architecture sédimentologique. C.R. Acad. : Sc., t. 282, p. 835 - 837.

BODEUR Y. - 1976 :

Evaluation de l'amplitude du décrochement cévenol par le décalage des faciès récifaux portlandiens des environs de Ganges (Hérault). C. R. Acad. Sc. t. 282, pp. 961 - 963. Paris.

* - Carte géologique de la France (1979) au 1/50.000

Feuille XXVII - 42 St Martin de Londres (Carte et Notice) (par : BODEUR Y., FERAUD J., MATTAUER M., MATTEI J., PALOC H., PHILIP H., THEROND R.).

C.E.R.G.A. (Centre d'Etude et de Recherches de la Géologie et de ses Applications).

Archives inédites 1961 - 1988 - Montpellier.

COMBES P.J. 1969 :

Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse Doct. Etat Montpellier. Mém. C.E.R.G.H., t. III-IV, 375 p., 72 fig., 28 tab., 16 pl., 1 carte géol. CERGA Montpellier.

COULET E. - 1975 :

Etude morphologique des plaines et garrigues du Bas-Languedoc Méditerranéen (Thèse Etat. géographie 1724 p. Montpellier).

DROGUE C. - 1964 (68) :

Etude Hydrométrique des principales résurgences de la région Nord-Montpelliéraine. Mém. CERH - T. 1. pp. 61 - 122, 25 fig.

DROGUE C. - 1969 :

Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques Karsts épriméditerranéens. Thèse Etat. Fac. des Sciences 462 p. CERH - Montpellier.

DUBOIS P. - 1968 :

Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire Nord-Montpelliéraine. Etudes et Travaux de "Méditerranée", n°7, pp. 37 - 50, Imp. Lons. Jean Gap.

DUBOIS P., YAPAUDJIAN L. et BODEUR Y. 1975 :

Excursion dans le Jurassique moyen et supérieur des Grands Causses et du Bas Languedoc. 9ème Cong. Int. Sédiment., Nice exc. 21.

FABRE G. 1980 :

Les karsts du Languedoc oriental.

Recherches hydromorphologiques. Ass. Fr. Karstologie. Mém. n°2, 446 p., 113 fig., 51 tab., 23 Pl. Nîmes.

GRILLOT J.C. 1979 :

Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance. Thèse d'Etat, USTL Montpellier.

GEZE B. 1965 :

Les conditions hydrogéologiques des Karsts B.R.G.M. Chronique d'Hydrogéologie n°7, pp. 9-39.

GOTTIS M., 1957 (1965) :

Contribution à la connaissance géologique du Bas-Languedoc. Thèse Doct. Etat. Univ. de Montpellier, Ed. Tex. Bordeaux.

JOSEPH C., DONVILLE B., SOULIE M., TOUET F. 1987 :

Utilisation du traçage isotopique naturel 15^N Pour la mise en évidence de mélanges dans les aquifères complexes. C.R. Intern. Symposium on the use of isotope techniques in water resources development. Vienne, 30 Mars-3 avril 1987. Intern. Atomic Energy Agency et UNESCO S.M. 299/050, pp. 1-15.

* MARJOLET G. et SALADO J. 1978 :

Le système karstique de la Source du Lez (Hérault). Méditerranée n°1 et 2, pp. 71-83, 1 carte, 4 fig., 5 tab., Bibl. CERH CERGA Montpellier.

MATTAUER M. et M. PROUST F. - 1967 :

L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéoprovençal au Cretacé et au Paléogène : C.R. Colloque sur la Biogéographie du Cretacé de la France Méridionale, pp. 9 - 20, 1 carte - Institut de Géologie - Montpellier

MELAS P. - 1982 :

Etude sédimentologique, paléogéographique et géochimique du lias carbonaté du Nord Lodévois - Application à la reconnaissance et à l'interprétation d'amas metallifères. Mem. du CERG Tome XIX 419 p. 132 fig. + album photog. GERGA - Montpellier

PALOC H. - 1964 (68) :

Caractéristiques hydrogéologiques des dolomies de la région languedocienne (Mem. du C.E.R.H. - T.1. p. 123 - 127 CERGA - Montpellier.

PALOC H. - 1967 :

Carte Hydrogéologique de la France - Région Karstique Nord Montpelliéraine - Carte col. + notice expl. B.R.G.M. Mem. N°50 - Orléans.

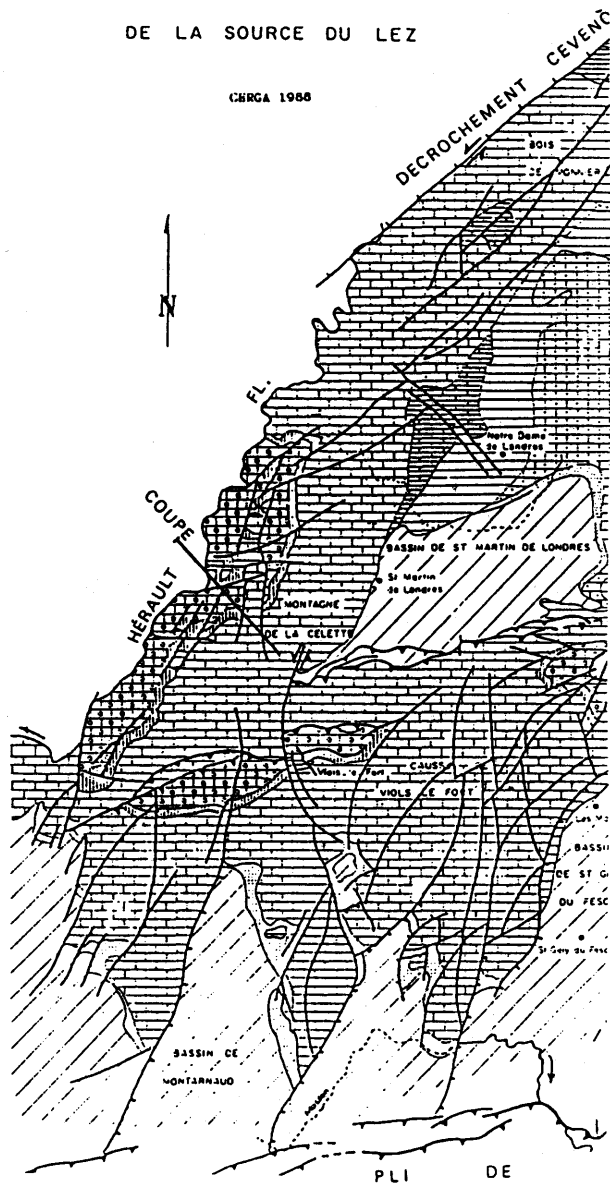
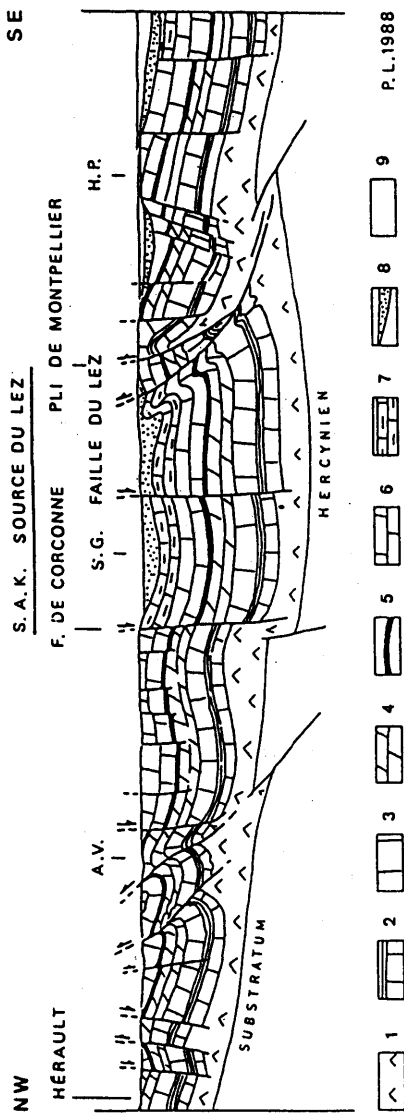
PALOC H. - 1972 :

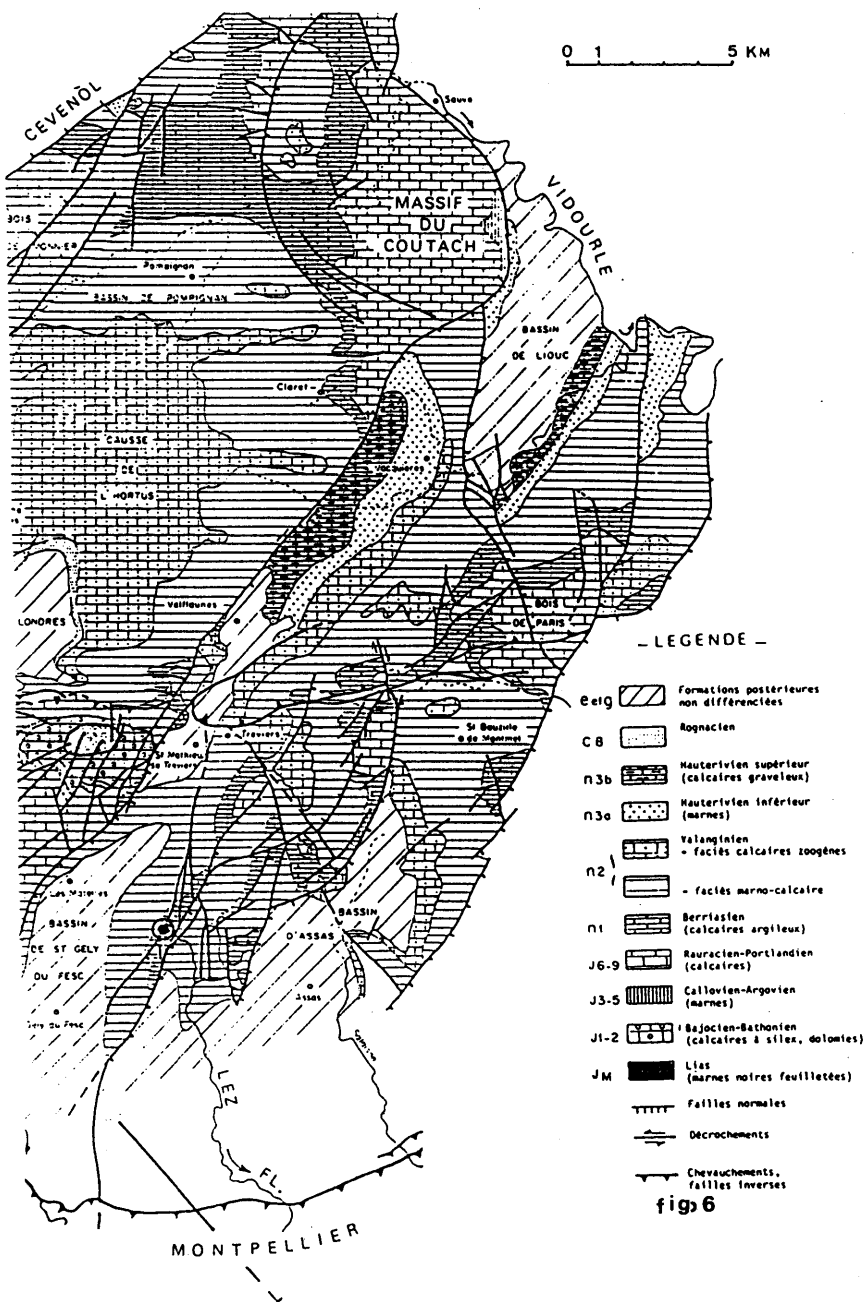
Carte hydrogéologique de la région des Grands Causses Atlas Hydrogéologique du Languedoc Roussillon au 1/200.000 carte col. et notice explicative 82 p. 6 fig. 9 pl. coed. CERGA - BRGM.

SOULIE M. TOUET F. 1982 - Méthodologie de reconnaissance des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères karstiques par l'étude de la Thermique des eaux, Rapport de Synthèse D.G.R.S.T. et C.E.R.G.H. Montpellier.

TOUET F. - 1987 :

Détermination de l'origine des ressources en eau captées en bordure sud du pli de Montpellier entre Montpellier et Vendargues (Hérault). 293 p. Thèse, Université de Paris XI et Université de Montpellier II (C.R.G.H. et L.H.M.).





ROLE DU CONTEXTE GEOLOGIQUE ET CLIMATIQUE DANS LA GENESE ET LE FONCTIONNEMENT DU KARST DE VAUCLUSE

(Sud-Est de la France)

B. BLAVOUX, J. MUDRY, J.M. PUIG

Laboratoire d'hydrogéologie - Université d'Avignon

RESUME.

La conjonction de différents facteurs physiques (lithologie, structure, géomorphologie, climat) a permis l'émergence de la plus importante source karstique de France : la Fontaine de Vaucluse. Cette source est l'exutoire unique d'un massif calcaire qui s'étale sur 1100 km², entre le Rhône et la Durance.

Le maintien pendant une partie du Crétacé inférieur d'une vaste zone de plateforme à subsidence lente et régulière a permis le dépôt d'une épaisse série calcaire (environ 1500 m). Ces calcaires, souvent bioclastiques (faciès urgonien) montrent des intercalations marneuses peu épaisses et discontinues et peuvent être affectés sur toute leur épaisseur par la karstification.

La structure du secteur compris entre la chaîne Ventoux-Lure, au Nord, et le synclinal d'Apt, au Sud est simple : un épais panneau calcaire monoclinal, à faible pendage sud. Le contact des calcaires avec le remplissage peu perméable du bassin d'Apt a une altitude qui décroît d'Est en Ouest. Le drainage doit donc chercher vers le Sud-Ouest son exutoire. L'installation de ce drainage a été favorisée par la fracturation du panneau par deux grandes familles de failles, dont l'une, jouant en distension, a donné naissance à des fossés d'effondrement.

A la différence des autres grands massifs karstiques français, le karst de Vaucluse n'a pas été morcelé par le réseau hydrographique : sur les calcaires, les écoulements superficiels sont presque inexistants. C'est à ce facteur morphologique, associé à la structure, que l'on doit l'unicité de l'exutoire du système.

Le conduit remontant de la Fontaine de Vaucluse, qui a donné son nom aux sources vauclusiennes, s'est mis en place sur une faille normale. Ce conduit subvertical a été reconnu jusqu'à une profondeur de plus de 300 m (224 m sous le niveau de la mer). Le creusement de vastes galeries à une telle profondeur s'est peut-être effectué au Messinien, pendant la régression marine. L'érosion karstique, qui a commencé dans la région dès le milieu du Crétacé (phase bauxitique), se poursuit actuellement.

La région est dans son ensemble soumise au régime méditerranéen, mais l'étagement en altitude (100 à 1900 m) amène des variations des hauteurs de précipitations (et surtout des pluies efficaces). La partie du bassin d'alimentation située au-dessus de l'altitude moyenne (870 m) reçoit les 3/4 des pluies efficaces de l'année, et la totalité en saison sèche. Avec un coefficient d'infiltration de l'ordre de 0,5, les 1100 mm de lame d'eau moyenne assurent un débit moyen de 21 m³.s⁻¹. Les réserves considérables situées au-dessus de l'exutoire, avec l'appoint des précipitations estivales sur les zones hautes, maintiennent le débit au-dessus de 4 m³.s⁻¹, même en

fin d'étiage. La zone non saturée, d'une épaisseur moyenne exceptionnelle (800 m) participe au stockage et au soutien des débits d'étiage.

Le fonctionnement hydrodynamique correspond à celui d'un karst évolué et bien hiérarchisé : en saison humide, les montées de crue sont brusques et suivent de peu les précipitations, grâce aux drains de grandes dimensions. En revanche, les récessions s'étalent sur plusieurs mois, par suite du ressuyage des réserves à faible perméabilité.

L'eau s'écoulant à l'émergence peut-être chimiquement marquée par son transit dans le système. On peut ainsi distinguer les eaux à transit lent (marquées par le réservoir), les eaux de lessivage du sol et de l'épikarst (marquées par les traceurs météoriques) et les eaux d'infiltration rapide (peu minéralisées). Leur succession à l'exutoire confirme le degré d'évolution du système karstique.

THE PART OF THE GEOLOGICAL AND CLIMATIC CONTEXT IN THE GENESIS AND THE WORKING OF THE VAUCLUSE KARST

(South-Eastern France)

ABSTRACT:

The conjunction of several physical factors (lithology, structure, geomorphology, climate), has allowed the emergence of the most important karstic spring in France : the Fontaine de Vaucluse. The spring is the only outlet of a limestone massif that spreads out on 1100 km² between the Rhône and the Durance valleys.

The persistency, during part of the lower Cretaceous, of a slowly and steadily subsiding vast platform has allowed a thick deposit of limestone series (about 1500m). These limestones - often bioclastic (urgonian facies) - show thin and discontinuous marl partings, and all their thickness can be karstified.

Between the Ventoux - Lure range in the North and the Apt syncline in the South, the structure is simple : the thick limestone panel is monoclinical, with a slight dip to the southward. The altitude of the contact between the limestones and the filling of the Apt basin decreases from the East to the West. The drainage must so direct itself south westwards. The settlement of this drainage was helped by the fracturing of the limestones by two main families of faults. The distensional recurrent faulting of one of these families has generated grabens.

Unlike the other large karstic region of France the Vaucluse karst has now been parcelled by the hydrographic network. On the limestones, surface run-offs are almost inexistent. The singleness of the exsurgence of the system comes from this morphological factor, combined with the structure.

The sunken vertical pit of the Fontaine de Vaucluse which gave its name to the vauclusian springs settled down on a normal fault. This pit has been explored down to over 300 m deep (224 m under sea level). The excavating of wide caves at such a depth has perhaps taken place during the Messinian at the time of the sea recession. The karstic erosion that began as early as the medio cretaceous period is nowadays going on.

The whole area is affected by the mediterranean climate, but the different stages of altitude (100 to 1900 m) involve variable rain falls (especially effective rain falls). The part of the intake area situated above the average altitude (870 m) receives the 3/4 of the annual effective rain falls and the whole of the dry season. The 1100 m of average rain fall height, with a seepage ratio of about 0.5 produce a mean flow of $21 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. The large supplies situated above the exsurgence, with the summer rain falls contribution on the high zones, keep the flow above $4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ even on the lowest water level. The non saturated zone, excecptionally thick (average of 800 m) takes part to the storage and to the keeping up of the flow during the dry season.

The hydrodynamic functioning is that of a developped and well graded karst : during the wet season, the increasings of the discharge are sudden, a short time after the rains thanks to the big sized karstic drains. On the contrary, the subsidences last several months, because of the drying up of the low permeable reserves.

The water of the outlet can be chimically traced by its transit through the system thus. We can tell the slow transit water (traced by the reservoir) from the leaching water of the soil and the epikarst (marked by meteoric tracers) and from the quick seepage water (little mineralized). Their sucession at the exsurgence confirms the stage of evolution of the karst system.

1 - INTRODUCTION

L'originalité du système de Vaucluse réside dans l'existence d'un impluvium de 1100 km^2 qui est resté d'un seul tenant, et dont le drainage s'effectue par un seul exutoire, la Fontaine de Vaucluse, qui compte parmi les plus importantes sources karstiques d'Europe.

Le massif karstique de Vaucluse n'est cependant pas spectaculaire par sa taille car de nombreuses régions karstiques ont une surface supérieure, mais dans ces exemples (en France, les Causses, le Jura, le Var, le Vercors, le Quercy), la complexité de la structure et le morcellement morphologique n'ont pas permis l'installation et la persistance d'une unité de drainage unique comme à Vaucluse.

Le massif karstique de Vaucluse échappe à la complexité structurale des chaînes subalpines grâce à l'épaisseur de sa série carbonatée crétacée. Les phases orogéniques tertiaires ont basculé et exhaussé cette série sans la plisser. La conséquence morphologique est un étagement en altitude qui se répercute sur la distribution des précipitations et des températures.

2 - FORMATION DU SYSTEME : FACTEURS GEOLOGIQUES

Dans la genèse du système de Vaucluse, la lithologie a un rôle direct sur la constitution de la série karstifiable, mais elle a aussi une influence sur le style tectonique de la région. Elle intervient donc doublement sur la morphologie du massif karstique.

Un bref résumé de la paléogéographie régionale peut aider à illustrer ce rôle.

Au Jurassique supérieur, le Sud-Est de la France est occupé par un bassin dans lequel s'accumulent d'épais dépôts marneux (les "Terres Noires"). Au début du Crétacé, un seuil contrôlé par des failles est-ouest va subdiviser le bassin en deux sous - ensembles :

- la zone vocontienne, au Nord qui reste un milieu marin ouvert;
- la zone provençale au Sud, peu profonde, où une subsidence lente permet le maintien de conditions infra-littorales : c'est ainsi que cette dernière zone va recevoir plus de 1500 m de sédiments calcaires entre l'Hauterivien et l'Aptien inférieur. Par la suite, des sédiments détritiques marneux ou sablo-marneux vont recouvrir les calcaires jusqu'à ce que l'émersion précoce

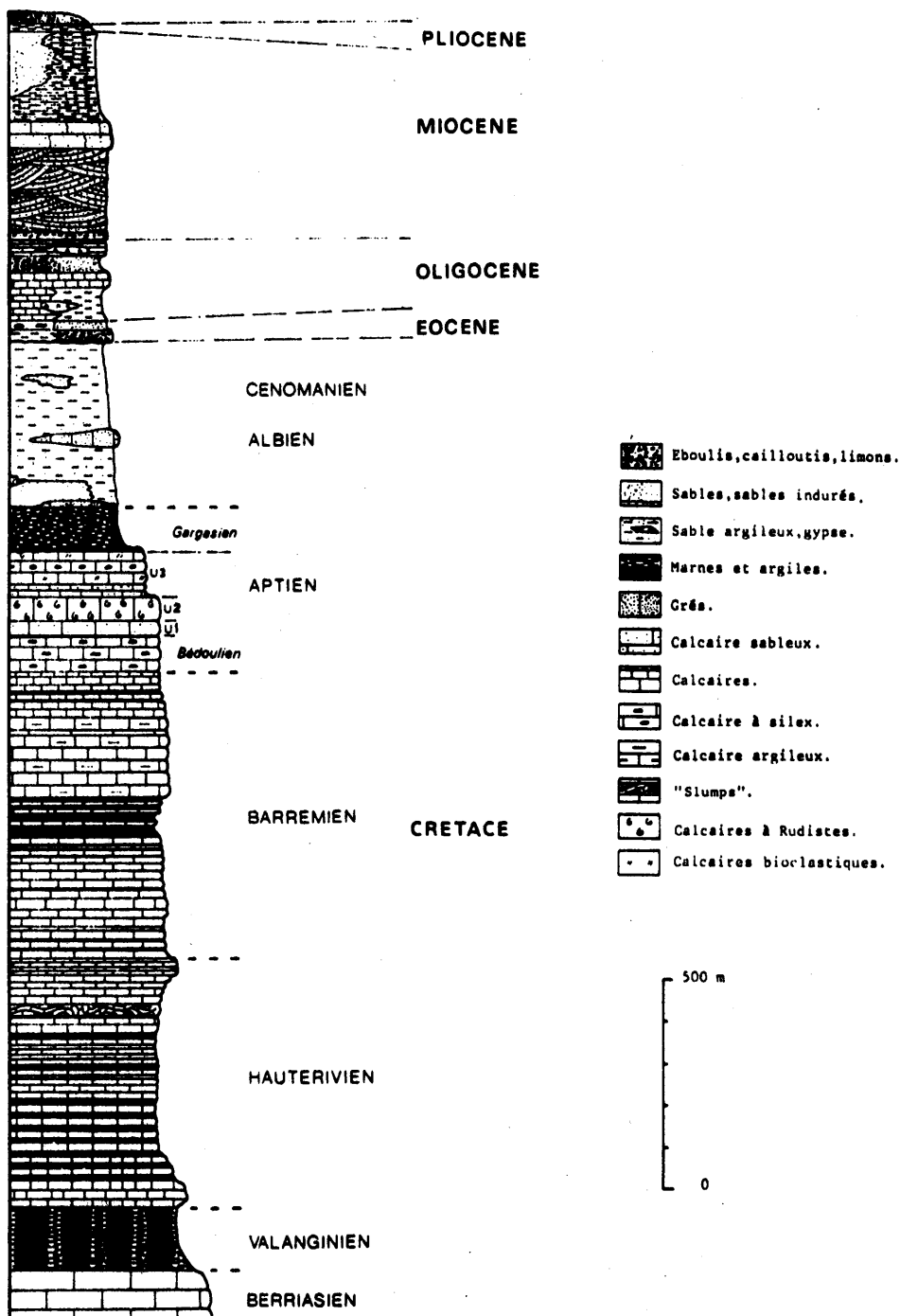


Fig. 1 : Coupe lithostratigraphique du massif de Vaucluse. *Log of the Vaucluse massif.*

This log shows the thickness of the lower Cretaceous series of the South-Eastern France.

de la zone provençale au Crétacé supérieur (phase bauxitique) remplace la sédimentation marine par un régime continental plus ou moins bien réparti sur ce "bombement durancien". Ce n'est qu'avec la transgression miocène que des sédiments marins - grès, marnes et molasses essentiellement - reviendront envahir les paléo-vallées.

On a donc, entre les marnes du Jurassique et du Néocomien *pro parte* et celles de l'Aptien supérieur, une série calcaire très épaisse (fig. 1). Les faciès y sont variés, comprenant des calcaires argileux, graveleux ou dolomitiques, ainsi que les formations bioclastiques et biogéniques urgoniennes. Les variations latérales de faciès sont nombreuses, avec par exemple un diachronisme marqué des faciès urgoniens du Sud au Nord. Les intercalations marneuses fréquentes vers la base de la série et plus rares dans le Barrémien ne constituent donc pas des limites étanches, et on peut considérer que la série calcaire peut être affectée sur toute son épaisseur par la dissolution karstique.

Depuis la compression nord-sud responsable de l'émersion bauxitique au Crétacé supérieur, la région a été soumise à plusieurs phases de contraintes, dont les principales sont :

- compression NS à l'Eocène supérieur ;
- distension EW à l'Oligocène ;
- compressions NE-SW et NS, respectivement aquitanienne et pontopliocène.

Or, l'épaisse plateforme calcaire, très résistante avec des bancs parfois décamétriques, n'a pas pu se raccourcir pour absorber les contraintes en compression : au Nord, à la limite de la zone vocontienne où la série calcaire se réduit, un anticlinal plus ou moins déversé, écaillé et chevauchant a formé la chaîne Ventoux-Lure (fig. 2). Au Sud, le Lubéron s'est également érigé en chaîne anticlinale chevauchante, peut-être après une importante érosion des calcaires (on observe là une lacune d'une partie du Barrémien et de tout le Bédoulien). Mais entre ces deux chaînes, la dalle calcaire est à peine gauchie, avec des rayons de courbure très grands, et de la chaîne Nord au bassin d'Apt, elle est surtout basculée, quasiment monoclinale avec des pendages sud (fig. 2 et 3). En revanche, la fracturation est importante : deux grandes familles de fractures N30 et N145 ont connu des jeux successifs, en décrochement surtout pendant les phases compressives, en faille normale lors de la distension oligocène, ménageant plusieurs fossés d'effondrement où les sédiments post-bédouliens ont pu être protégés de l'érosion.

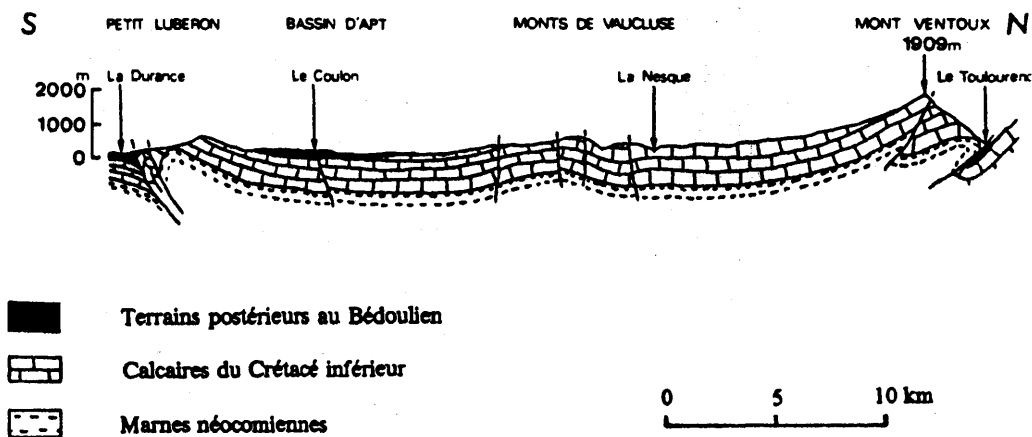


Fig. 3 : Coupe géologique N-S du Ventoux du Lubéron.

Ventoux-Luberon N-S cross section.

Between the north-vergent overthrust of the Mt Ventoux and the Apt syncline, the "Monts de Vacluse" show a general weak dip to the south.

3 - UNITE DU SYSTEME

La conséquence morphologique de l'épaisseur de la série carbonatée et de l'absence de plis est importante : la dalle calcaire a pu être décapée d'abord, érodée ensuite d'une façon assez uniforme, l'érosion mettant à nu de vastes surfaces continues d'affleurements calcaires sans parvenir à démanteler le massif. L'une des conséquences hydrogéologiques est la concentration vers un exutoire unique du drainage de plus de 1000 km² d'impluvium. C'est là une des caractéristiques originales du système de Vaucluse par rapport aux autres massifs karstiques français de surface équivalente ou même largement supérieure, Causses, Vercors, Jura par exemple.

Certes, de nombreuses sources apparaissent à la périphérie du massif de Vaucluse (fig. 4), mais leurs débits sont dérisoires par rapport à celui de l'exutoire principal. Si on classe par ordre décroissant les débits moyens des émergences des différents massifs karstiques, le rapport des deux premières valeurs n'atteint pas 2 dans la plupart des cas, alors qu'il dépasse 400 à Vaucluse et on peut admettre que la célèbre Fontaine draine la quasi-totalité du massif. Le pendage général vers le Sud des calcaires et l'altitude décroissante vers l'Ouest du contact des calcaires avec leur recouvrement peu perméable, explique la direction générale sud-ouest du drainage. Nous reviendrons sur la situation précise de la source à la limite du massif.

Six expériences de traçage sont venues confirmer la participation du Mont-Ventoux, des Monts de Vaucluse, du plateau d'Albion et du versant sud de la Montagne de Lure au bassin d'alimentation de la Fontaine de Vaucluse (fig.4). Les distances apparentes vont de 22 à 46 km, et les vitesses de 12 à 208 m.h⁻¹. L'absence d'émergences vers la Durance et le bassin de Forcalquier justifie l'extension de l'impluvium à l'ensemble de la Montagne de Lure.

On peut ajouter un argument indirect en faveur de l'alimentation de la Fontaine par les seules précipitations tombées sur l'ensemble des terrains calcaires : les volumes d'eau écoulés sont égaux aux précipitations efficaces calculées. Cette égalité est obtenue en tenant compte du gradient pluviométrique en fonction de l'altitude. En effet, du fait de la mauvaise répartition des postes pluviométriques sur l'impluvium, l'utilisation des formules classiques de pondération faisait ressortir un fort excédent des sorties mesurées sur les entrées calculées, et conduisait à l'hypothèse d'une alimentation par des pertes de la Durance. Les données chimiques et isotopiques ont permis d'éliminer cette hypothèse.

4 - KARSTIFICATION

Dans cette partie du Sud-Est de la France, l'érosion karstique s'est manifestée dès le Crétacé. Après le décapage de la couverture des calcaires, l'érosion a pu être très intense : il manque 500 à 600 m de calcaires crétacés sous les sédiments éocènes de la bordure ouest du massif. Sur les Monts de Vaucluse, l'Oligocène inférieur fossilise des dolines. Les phases orogéniques successives, exhaussant la dalle carbonatée, ont été suivies d'une dissection des bordures et d'un enfoncement de la karstification. Les dépôts transgressifs miocènes ont rempli les dépressions périphériques, fossilisant les formes karstiques antérieures. La régression messinienne, en abaissant le niveau de base a pu provoquer un nouvel approfondissement des réseaux karstiques. Au Plaisancien la mer envahit de nouveau les zones basses, les dépôts pliocènes étant à leur tour érodés au Quaternaire.

Pendant cette longue période, la dissolution des carbonates a engendré des formes karstiques variées :

- les bordures du massif montrent souvent des reliefs vifs (falaises, surplombs). Elles sont entaillées par des gorges qui, bien que profondément enfoncées dans les

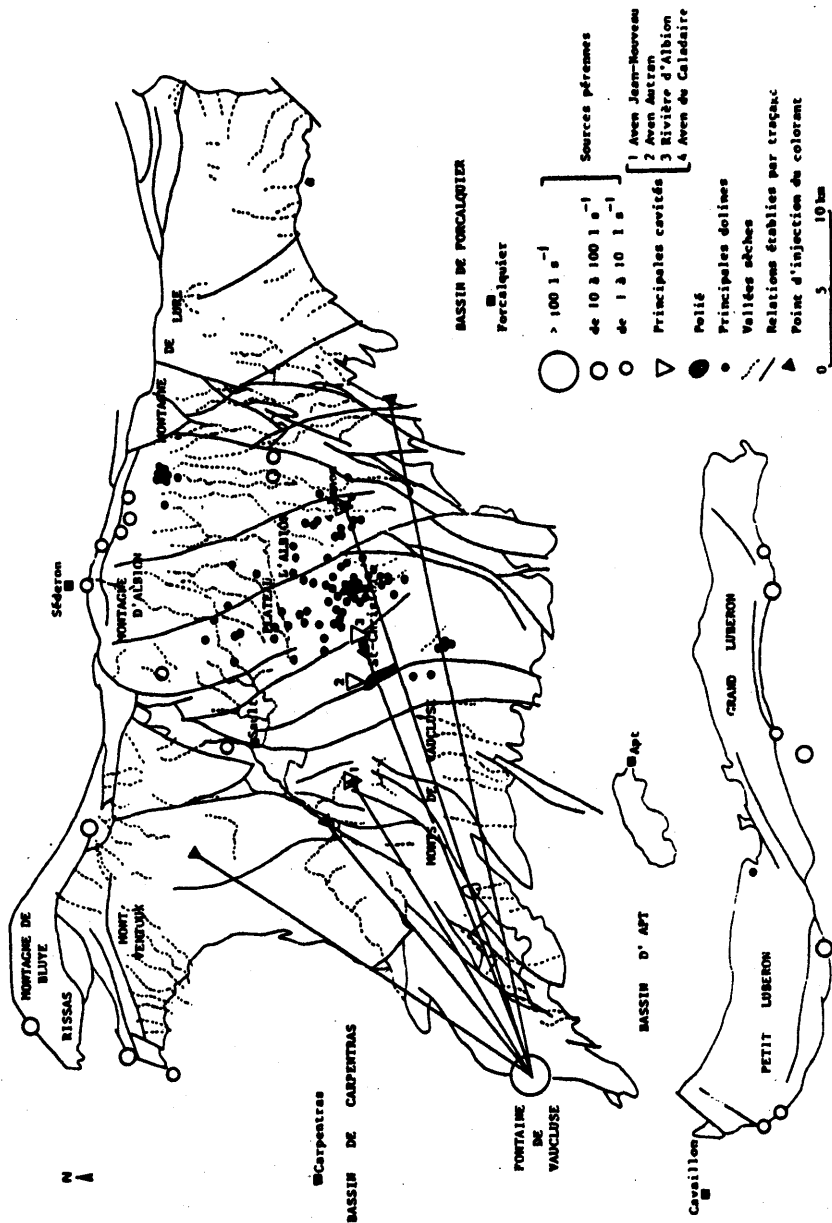


Fig. 4 : Principaux indices karstiques du plateau de Vaucluse. *Main karst features of the Vaucluse plateau.*
 Canyons and dolines are the main surface features. Four sink holes are more than 500 meters deep.
 6 points have been traced, showing a relation with the main spring.

calcaires, ne recueillent aucun écoulement permanent (Nesque, Calavon, Sénancole - fig. 4). Les interfluves sont occupés par des lapiés plus ou moins empâtés de terra rossa selon la pente;

- une zone tabulaire (plateau d'Albion) partiellement endoréique occupe le centre du massif; les argiles résiduelles y recouvrent des surfaces importantes. On y trouve aussi presque toutes les dolines. C'est également sur ces plateaux que s'ouvrent les cavités les plus profondes du massif :

- Gouffre du Caladaire (-667 m);
- Aven Autran (-640 m);
- Trou Souffleur et Rivière d'Albion (-610 m);
- Aven Jean Nouveau (-573 m).

Ces quatre gouffres sont caractérisés par des successions de puits verticaux et par l'absence de réseaux horizontaux intermédiaires. On peut en conclure que leur creusement n'a pas été interrompu par une stabilisation prolongée du niveau de base à une cote supérieure à l'actuelle.

La Rivière d'Albion, de découverte récente (fig. 5), constitue un cas isolé : 3 km de galeries subhorizontales y ont été explorées à ce jour à 600 m de profondeur. Ces galeries sont parcourues par un écoulement pérenne d'environ 150 l.s^{-1} en basses eaux.

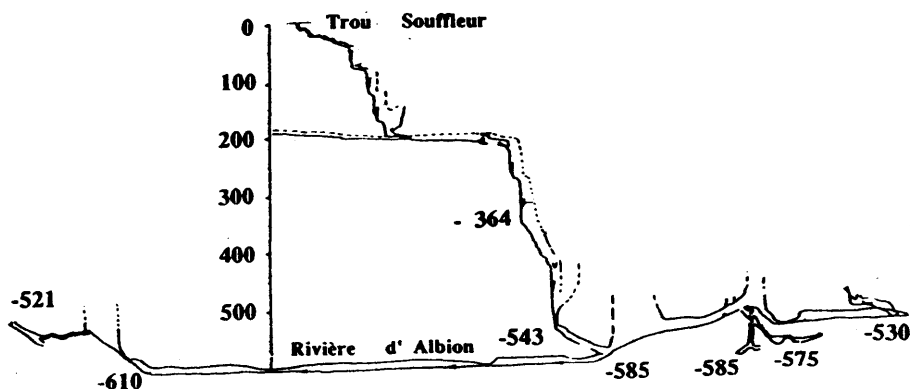


Fig. 5 : Coupe topographique de la rivière souterraine d'Albion
Topographic cross section of the Albion underground river.

Deux arguments permettent de penser que cet écoulement se fait au-dessus de la zone noyée :

- à l'aval des galeries, les eaux s'engouffrent dans une galerie plus basse (inexplorée) à l'étiage;
- la rivière est perchée par rapport au fond de l'aven du Caladaire qui ne contient pas de plan d'eau permanent.

Cependant, la galerie est noyée en crue; le gradient hydraulique que l'on peut calculer par excès entre le fond des grands gouffres et le niveau d'étiage de la Fontaine de Vaucluse est de 0,3 % seulement. On peut donc considérer que la Rivière d'Albion et les points bas des gouffres sont proches de la zone noyée.

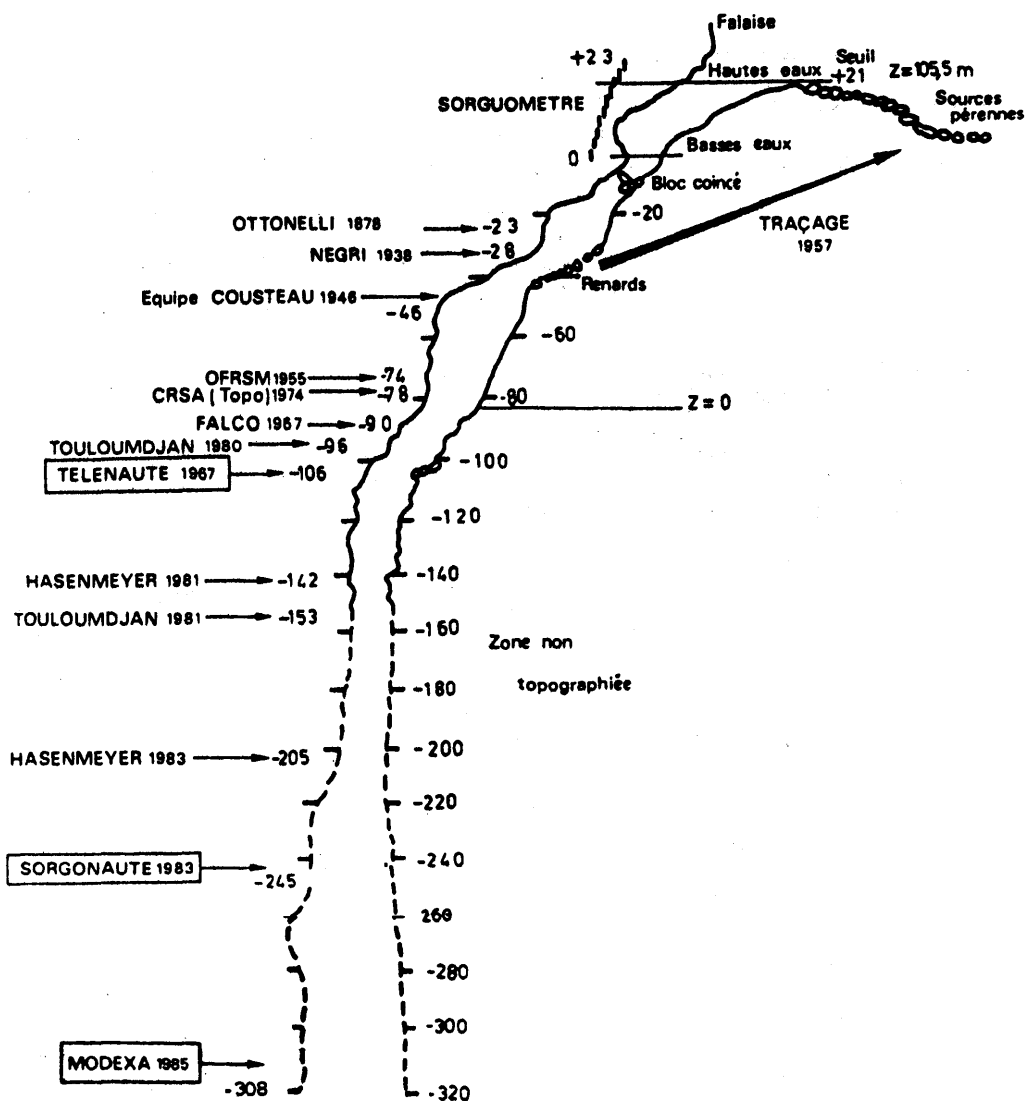


Fig. 6 : Coupe de l'émergence de Fontaine de Vaucluse

Cross section of the Fontaine de Vaucluse spring .

The deepest points have been reached by automatic instruments.

Seule l'émergence donne un accès permanent à la zone noyée (fig. 6). Son niveau fluctue d'une vingtaine de mètres au cours du cycle hydrologique. Son conduit remontant a été exploré en plongée par des appareils téléguidés. La descente se fait par des conduits subverticaux de grand diamètre (plusieurs dizaines de mètres). La profondeur atteinte à ce jour est de 308 m, soit 224 m sous le niveau de la mer.

La partie explorée de la zone noyée n'atteint pas la base de la série calcaire. La profondeur atteinte pose un problème de genèse. Elle pourrait être expliquée par l'abaissement du niveau marin lors de la régression messinienne. Lors de la remontée de la mer, l'écoulement a pu réutiliser un aven creusé sur l'une des failles de bordure au Sud-Ouest du massif.

5 - DUREE DES RECESSIONS ET RESERVES

La Fontaine de Vaucluse offre une gamme de débits allant de $4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en grand étiage à plus de $100 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en crue, son débit moyen étant voisin de $21 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. La fig.7 montre, pour les années 1984 à 1987, de longues récessions qui débutent aux pics des crues de printemps et ne s'achèvent qu'à l'avènement des crues d'automne. Généralement donc, la Fontaine de Vaucluse subit pendant la période estivale une diminution du débit qui correspond d'abord à l'élimination des eaux d'infiltration (décrue), puis à la vidange des réserves du système (tarissement). Le temps mis pour éliminer l'eau d'infiltration (durée de la décrue) peut être supérieur à 30 jours, le temps mis pour que ce débit de l'infiltration diminue de moitié étant de 7 jours.

Les conditions nécessaires à de telles récessions tiennent à la fois au contexte géologique et au régime climatique auquel est soumis l'impluvium. La surface des affleurements carbonatés, l'épaisseur de la zone non saturée et l'état de sa karstification (hiérarchisation horizontale des perméabilités entre des blocs peu perméables, des fissures, puis des drains de dimensions importantes, anisotropie verticale avec quelques interbanes marneux permettant le stockage temporaire d'eaux d'infiltration), l'existence de drains et de fissures transmissives prolongeant les vides de la zone non saturée dans la zone noyée sont autant de facteurs géologiques et karstologiques favorables à l'étalement de la restitution des eaux d'infiltration.

Le climat est aussi favorable à une telle durée de la décrue : le Sud-Est de la France est soumis à un climat méditerranéen, qui est influencé par l'altitude sur le massif vauclusien. Dans ce secteur, les altitudes, étagées entre 100 et 1900 m sont responsables d'un gradient pluviométrique d'environ + 55 mm pour 100 m, et d'un gradient thermique d'environ - 0,5°C pour 100 m. Ces gradients ont une influence très nette sur la pluie efficace calculée par la formule de TURC (RFU retenue : 20 mm) qui passe de 120 mm environ sur la basse tranche d'altitude du bassin à 1380 mm sur la tranche la plus élevée (fig.8). Ainsi, la partie de l'impluvium située au dessus de l'altitude moyenne reçoit les 3/4 des pluies efficaces de l'année. Cette remarque permet d'expliquer la grande durée des décrues : la pluviométrie efficace est plus importante sur les zones les plus hautes, qui sont les plus éloignées de l'émergence. En outre, les précipitations sont plus fréquentes sur la zone haute, elles peuvent par conséquent soutenir le débit de décrue. Une telle durée de la décrue suppose que la zone non saturée ait une importante capacité de stockage, car une partie seulement de l'eau restituée par l'émergence transite directement depuis l'impluvium.

Après la décrue, le tarissement correspond au seul passage à l'exutoire de l'eau de ressuyage des réserves situées à trois endroits dans le système de Vaucluse :

- comme dans tout système, dans la zone de battement de la surface piézométrique. A l'exutoire, le battement observé dépasse 22 m ;
- dans les blocs de la zone "non saturée" où des discontinuités stratigraphiques (minces interbanes marneux) peuvent piéger longtemps de l'eau ;

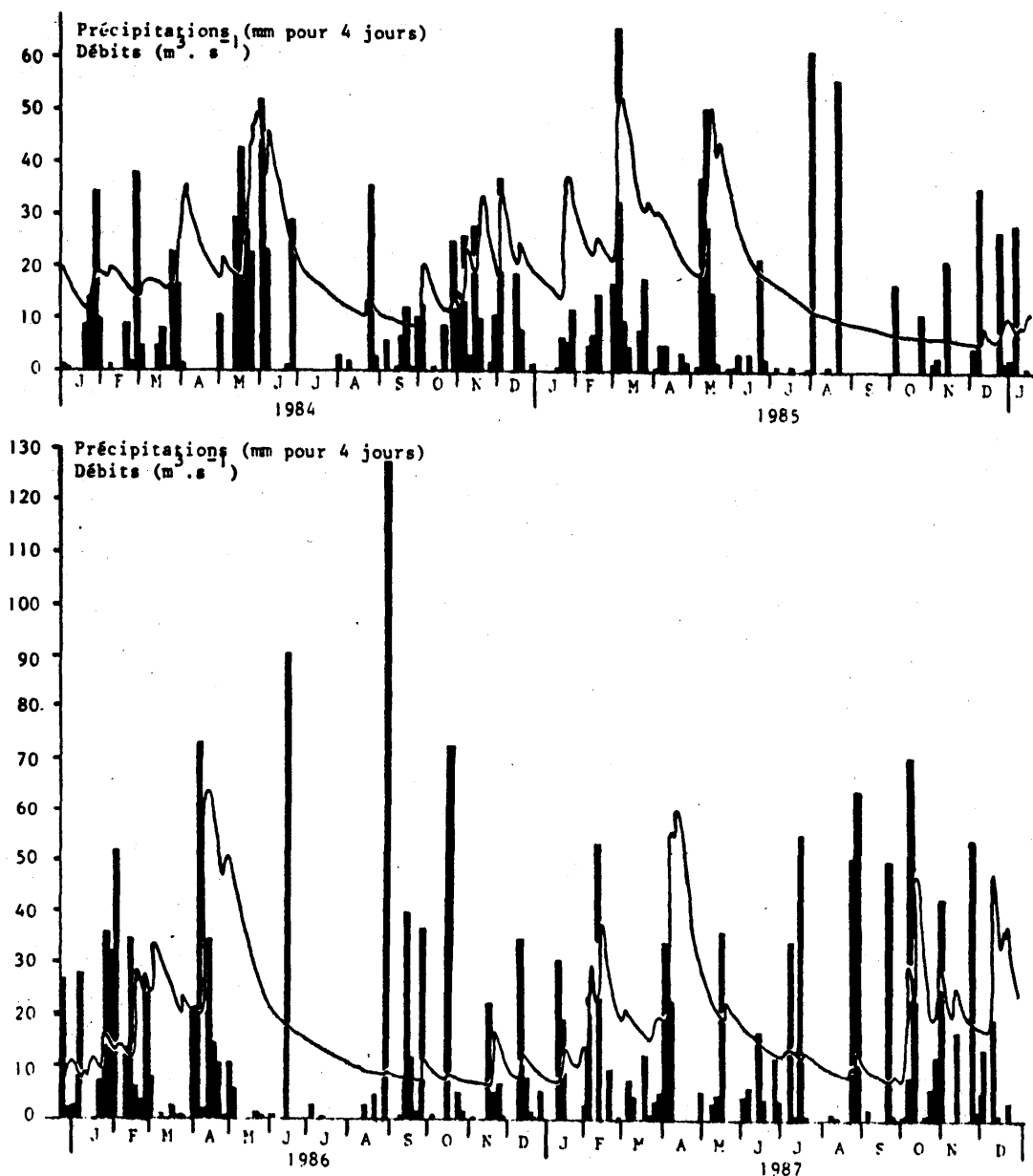


Fig. 7 : Précipitations (Avignon) et débits (Fontaine de Vaucluse) - années 1984-87.

Rainfalls (Avignon) and discharges (Fontaine de Vaucluse) - years 1984-87.

This diagram shows the quick reaction of the discharge to the rain falls, and the long subsidence periods during the dry season.

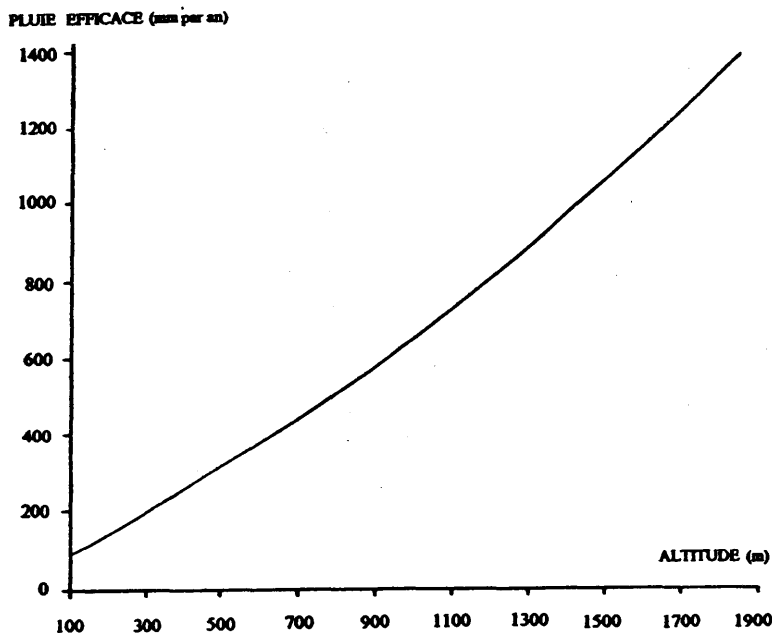


Fig. 8 : Augmentation de la pluie efficace avec l'altitude.

Increase of the effective rain fall with the height.

On the intake area, 3/4 of the effective rain falls are provided by the part situated over the average altitude (870 m).

- dans l'épikarst, c'est à dire dans les premiers décimètres de calcaire, à la fracturation ouverte et élargie par la dissolution. Ce stock d'eau n'est pas abrité de l'évapotranspiration, car les longues racines de la végétation méditerranéenne puisent pendant la saison sèche leur eau dans ce milieu, le sol étant très peu épais.

L'existence de réserves permanentes dans la zone non saturée est attestée par la pérennité (et l'importance) des écoulements souterrains observés par les spéléologues dans les gouffres du plateau (plus de 150 l.s^{-1} par exemple en été à la rivière souterraine d'Albion).

Trois approches permettent d'évaluer le volume d'eau stocké par la zone non saturée de Vaucluse :

- transposition à cet impluvium de la valeur calculée par A. MANGIN sur le Baget,
- modèle pluie débit (C. BEZES), faisant apparaître que 100 mm d'eau peuvent être soustraits aux pluies efficaces d'automne,
- décalage de 2 mois entre les masses d'eau infiltrées et les masses d'eau écoulées.

Dans les 3 cas on obtient une valeur de l'ordre de 100 millions de m^3 .

La zone de battement de la surface piézométrique, si l'on retient une surface noyée de 500 à 1000 km^2 , une porosité efficace de 10^{-3} et une épaisseur de 20 m, pourrait libérer un volume de l'ordre de 10 à 20 millions de m^3 .

Enfin, pour la zone noyée en permanence, si l'on retient une épaisseur minimale de 300 m (hauteur du puits noyé de la Fontaine), une surface minimale de 500 km^2 , et un

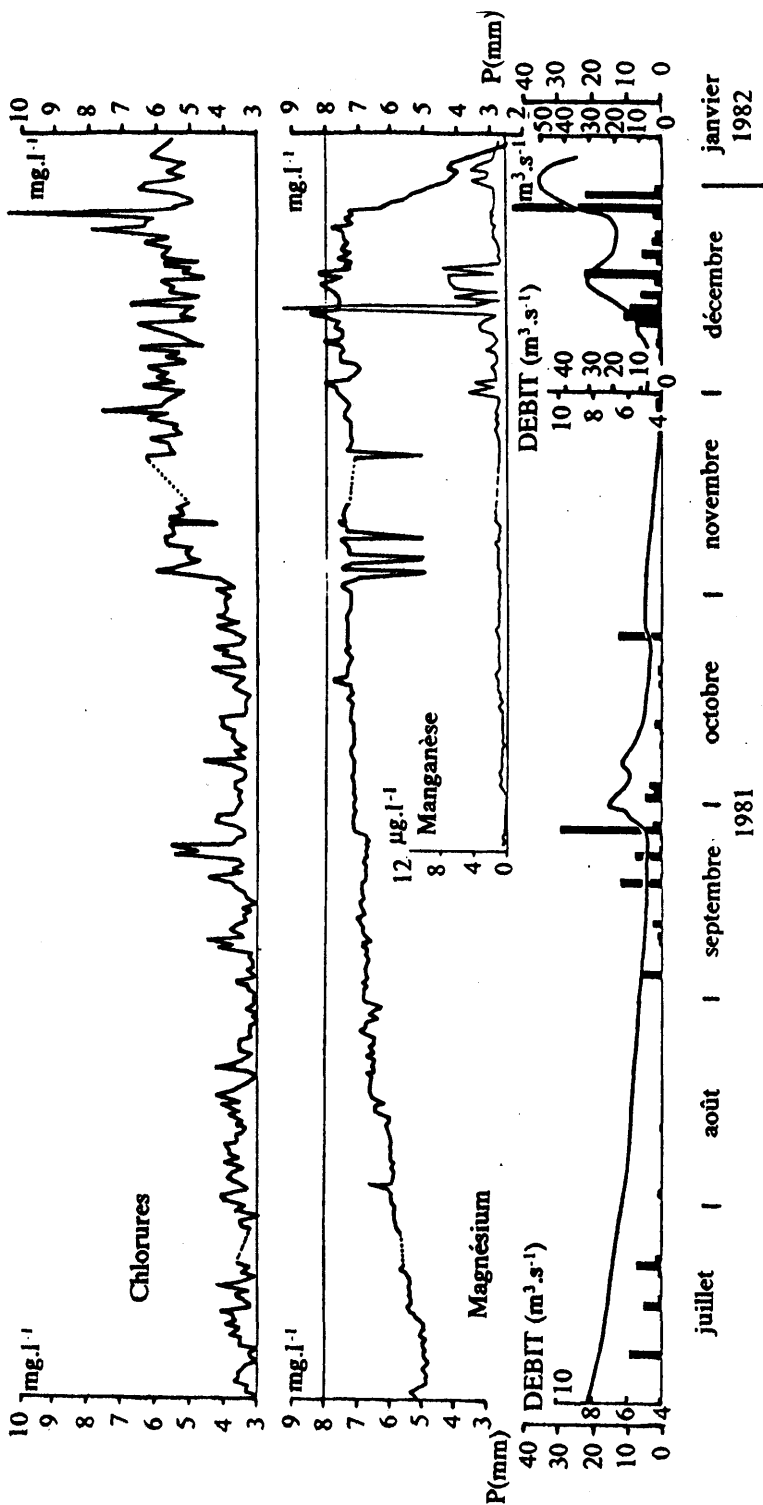


Fig.9 : Variations quotidiennes des teneurs en chlorures, manganèse et magnésium - juillet 1981 - janvier 1982.

Daily variations of the chloride, manganese and magnesium ratios - July 1981 - January 1982.

The magnesium ratio, low during the spring seepage episode, rises during the dry season and stabilizes itself (end of subsidence) on a reserves-characteristic value. The chloride content (brought by the rain fall and concentrated in the soil and in the epikarst by the evapotranspiration) and the manganese content (supplied by pedogenesis) show a low ratio during dry periods and peaks when the seepage leaches the soil. Accordingly, the magnesium ratio is well inversely-correlated with the discharge (dilution of the reserves ratio by slow seepage water), and the chloride and manganese ratios are better correlated with the rain falls (immediate seepage, often without any increase of the discharge).

emmagasinement de 10^{-3} , le volume stocké serait de 150 millions de m^3 , les drains représentant environ 27 millions de m^3 .

On voit ainsi que la zone non saturée représente une fraction non négligeable de la capacité totale de stockage de l'aquifère, et la fraction prépondérante des réserves renouvelables.

6 - REPONSES HYDRODYNAMIQUES ET HYDROCHIMIQUES

Si l'aquifère de Vaucluse a des récessions très étalées, à cause des conditions du stockage dans sa zone non saturée, à cause des grandes distances parcourues par les eaux d'infiltration (taille de l'impluvium et épaisseur de la zone non saturée), son émergence a des crues assez brutales, avec une réponse rapide aux épisodes pluvieux : ainsi, le 24 septembre 1986, une pluie de 15 mm sur l'impluvium proche de l'émergence fait remonter de 3 m le niveau de la vasque le lendemain et le débit passe de 7 à $10 m^3.s^{-1}$. Il faut cependant remarquer que 1986 est une année humide et que la zone non saturée était en partie remplie d'eau. 1981, en revanche, est une année sèche. Sur la figure 9, on peut observer au cours de la période de basses eaux estivale, la réponse de l'exutoire aux précipitations mesurées à St-Christol. A l'épisode pluvieux printanier, succède une récession permettant le passage de la décrue au tarissement début août. Les pluies de septembre ne font monter le débit qu'en fin de mois, à un niveau modeste. Au mois de novembre, l'émergence reprend son très bas débit du mois de septembre : en fait, une fraction importante de la pluie efficace a contribué à la recharge de la zone non saturée. Au mois de décembre, l'épisode pluvieux fait monter l'hydrogramme à 30 puis à $50 m^3 s^{-1}$ mettant à profit cette recharge antérieure de la zone non saturée.

A l'échelle de plusieurs cycles successifs, J.M. PUIG montre que la meilleure corrélation pluie-débit est celle liant le débit de la période novembre-octobre à la hauteur de pluie de la même période à laquelle on a ajouté la pluie du demi cycle précédent. Le fonctionnement hydrodynamique du système mémorise donc des épisodes antérieurs.

Au point de vue hydrodynamique, le système de Vaucluse montre donc à la fois une possibilité de réponse rapide (principalement lors des crues de milieu de cycle hydrologique), liée à une bonne connexion de vides de grande taille, et des possibilités de retard et d'écèlement de la réponse (lors des crues de début de cycle), ainsi que d'étalement de la récession, à cause d'une grande capacité de stockage dans la zone non saturée.

L'examen des variations de trois éléments chimiques à origines différentes complète l'apport de l'hydrodynamique (fig. 9) :

- les chlorures venant des précipitations ;
- le manganèse issu de la pédogénèse sur l'impluvium ;
- le magnésium, espèce typique du milieu carbonaté, principalement des lieux où les eaux séjournent (acquisition lente).

La teneur en magnésium, faible au cours de l'épisode d'infiltration de printemps, s'élève pendant la saison sèche pour se stabiliser, en tarissement, à une valeur caractéristique du réservoir. Au cours des grands épisodes de crue, les teneurs sont diluées par les eaux d'infiltration à court séjour dans le système. En novembre, certains pics négatifs brefs attestent le passage d'eaux peu minéralisées à la source. Le magnésium montre donc globalement une relation inverse avec le débit.

Chlorures et manganèse en revanche montrent un meilleur synchronisme avec les pluies qu'avec les débits : des pics se détachent d'un fond continu bas, ils interviennent (en

septembre par exemple) le lendemain ou le surlendemain des jours de pluie, sans variation du débit. Au début de novembre, la teneur en chlorures monte avec le passage des eaux d'infiltration lente.

Le manganèse demande des impulsions pluviométriques plus intenses pour se manifester à l'exutoire.

Les eaux de lessivage du sol et de l'épikarst, au faible débit et à la concentration élevée, parviennent donc très rapidement à la source grâce à la taille des drains et à la convergence des écoulements souterrains. Cette facilité de drainage met en relief la vulnérabilité du système à une pollution accidentelle.

Le système de Vaucluse apparaît donc ainsi comme un aquifère à grande capacité de drainage avec une importante capacité de stockage, surtout dans sa zone non saturée.

7 - CONCLUSIONS

Les facteurs physiques aident à comprendre les particularités du système de Vaucluse en permettant de formuler des hypothèses cohérentes sur sa structure et son fonctionnement. Ces hypothèses sont nécessaires en raison de l'absence d'accès direct aux paramètres hydrodynamiques et de l'insuffisance des données climatologiques.

Les modèles pluie-débit élaborés à ce jour souffrent de l'absence de données piézométriques et du manque de stations météorologiques au-dessus de l'altitude moyenne du bassin.

Deux types de problèmes restent à élucider :

- la géométrie de la zone noyée (épaisseur, extension latérale) ;
- la karstification de la zone non saturée et de la zone noyée (localisation des drains, durée du séjour dans les différents milieux) et l'état de la karstification des calcaires crétacés sous les bassins tertiaires mitoyens.

La solution même partielle de ces problèmes faciliterait la gestion de cette ressource considérable dans l'optique de son exploitation dans les zones périphériques plus facilement accessibles et proches des centres d'utilisation.

Actuellement, les 700 millions de mètres cubes écoulés chaque année à la Fontaine de Vaucluse ne sont pas directement exploités; ils contribuent néanmoins à la recharge des nappes d'une riche région maraîchère et à l'activité touristique, en attirant 1 million de visiteurs par an.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERGERAT F. (1985). - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme européenne. - Thèse état, Paris VI, 317 p., 233 fig., 4 tabl., 15 pl.
- BEZES C. (1976). - Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques; établissement du modèle Berner, son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. - Thèse 3ème cycle, Montpellier, *Mém. Cent. Et. Rech. Géol. Hydrogéol.*, 10, 1-2, 222 p., 1 pl. + tb.
- DOMINICI R., FLANDRIN J., PALOC H. (1969). - Travaux en cours effectués dans le cadre de la Délégation Générale de la Recherche Scientifique et Technique, pour l'étude de la Fontaine de Vaucluse. - *Bull. B.R.G.M.* n° 0003, p. 47-54, 2 pl. + tb.
- JULIAN M., NICOD J. (1984). - Paléokarst et paléo-géomorphologie néogène des Alpes Occidentales et régions adjacentes. - *Karstologia* n°4, 2ème semestre 84, p. 11-18.
- MANGIN A. (1975). - Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. - Thèse état Dijon.
- MASSE J.P., PETEY J., TRIAT J.M., TRUC G. (1970). - Le sondage Pernes 2 (Vaucluse). Lithostratigraphie du Crétacé inférieur et de l'Oligocène inférieur. Conséquences paléogéographiques. - *C. R. Soc. Géol. Fr.*, n° 7, p. 242-244.
- MASSE J.P., PHILIP J. (1976). - Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'isthme durancien. - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, 18, n° 1, p.49-66, 7 pl. + tb.
- MONIER Ph. (1986). - De la plate-forme urgonienne provençale au bassin vocontien. - Etude stratigraphique, cartographique et paléogéographique de la série crétacée du Mont-Ventoux - Chaînes subalpines méridionales (Sud-Est de la France). - Thèse 3ème cycle Lyon I, 162 p., 72 fig., 35 pl. et annexes, 1 carte h.t.
- MUDRY J. (1987). - Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. - Thèse état Besançon, *Ann. Scientif. Univ. Besançon*, Mémoire n° 4, 1987, 381 p., 244 fig., 65 tabl.
- PUIG J.M. (1987). - Le système karstique de la Fontaine de Vaucluse. - Thèse 3ème cycle Avignon, 210 p., 69 fig., 27 tabl.
- WEYDERT P. (1970). - Le karst des Monts de Vaucluse. - *Lab. Géog. Fac. Lettres Sci. Hum. Aix*, n° 7, p. 85-91, 2 pl. + tab

HYDRODYNAMICS OF KARSTIC AQUIFERS: EXPERIMENTAL SITES IN THE MEDITERRANEAN KARST, SOUTHERN FRANCE

CLAUDE DROGUE
Laboratoire d'Hydrogéologie
Université des Sciences et Techniques du Languedoc
Place E. Bataillon
34060 Montpellier Cedex 01
France

INTRODUCTION

Accurate analysis of flow in karstic, fissured aquifers is considerably hindered by difficulties in describing the internal structure of these reserves with precision. The spatial distribution of the various domains of permeability in these permeable, heterogeneous, and discontinuous milieux frequently seems strongly unpredictable if not totally random. However, knowledge of such structures is needed to progress, for example, from the physics of flow in cracks or conduits to natural or intentional drainage in an aquiferous ensemble. The first step can be that of attempting to identify this type of storage with a simple geometrical model which can be adapted to different deposits and enable certain significant aspects of underground hydrodynamics to be interpreted.

The problem was approached by establishing experimental sites in karst in the South of France (Fig. 1). They are located 30 to 40 km from the Mediterranean coast in a region with average annual precipitation of 800 to 900 mm and an average annual temperature of 14 to 15°C. Each of the sites was equipped for study of a particular aspect of karst hydrodynamics which are: Corconne, for the study of the non-saturated zone; Terrieu, for study of the saturated zone; Conqueyrac, for analysis of the hydraulic relations between a drain and an adjacent network of cracks in a saturated zone; and Saugras control catchment area for measurement of water balances and rainfall-discharge relationship. A number of results are described here for the two sites: Corconne and Terrieu.

GEOLOGICAL CONDITIONS AND KARSTIFICATION

The total thickness of the carbonate rocks in the region lies between 600 and 1300 m, depending on the site, and date from the Lias to the Tertiary. The dolomitic facies, which can form 10% of the series, is often as karstified as the limestone. These carbonate rocks are marine from Lias to the end of the Cretaceous, and then, of lacustrine origin in Tertiary. Two major tectonic phases, accompanied by periods of secondary deformation, molded the geological structure of the region as follows: 1) Oligocene distension phase at σ_1 sub-horizontal lying N-S. Overlaps, reverse faults, and transverse faults are accompanied by calcified cracks lying N-S to NW20 and stylolites with horizontal, sub-meridional peaks; 2) Oligocene distension phase at σ_3 lying NW-SE with normal faults with vertical throws of up to several hundred meters; and finally 3) the region has been subjected to the tectonic stresses

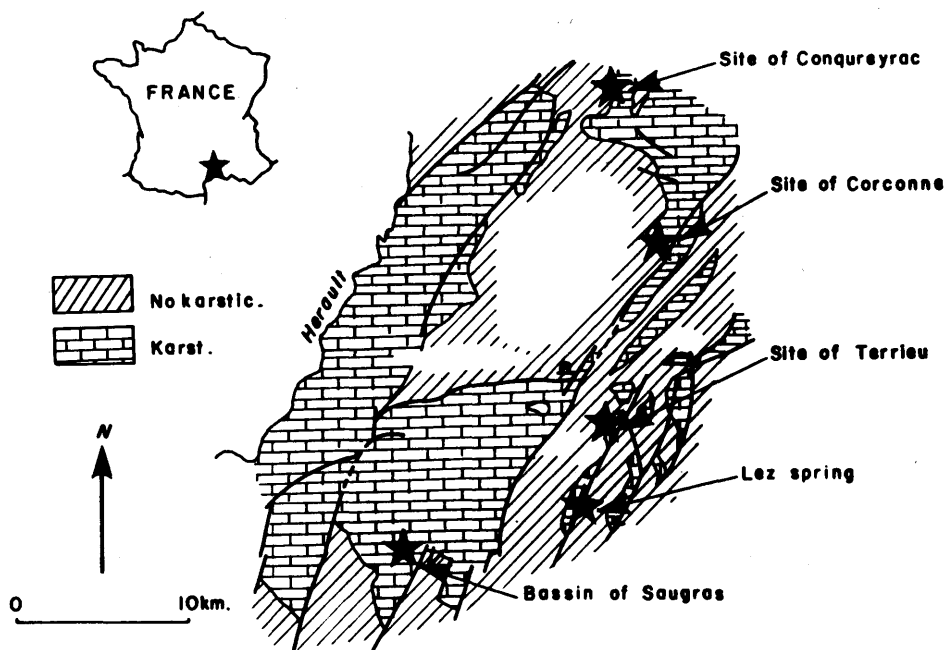


Figure 1. Location of the experimental sites in the South of France.

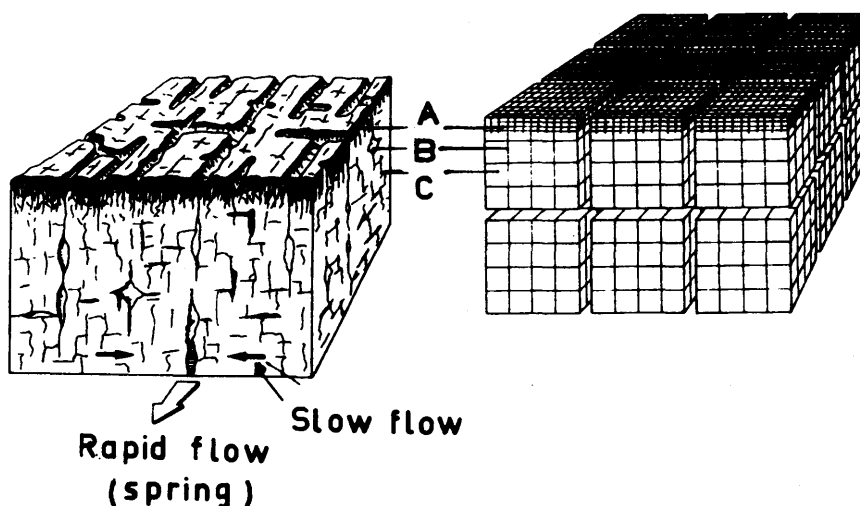


Figure 2. Geometrical representation of karstic storage structure. A. upper, decompressed zone which is weathered and very permeable, enhancing infiltration of rainwater; B. blocks with networks of low-permeability cracks in which slow flow occurs; C. very permeable karstic conduits with rapid flow which drain the aquifer.

caused by the approaching of the European and African plates since the end of the Pliocene. Compression lies in a general N-S direction today.

This stress has caused and still causes recurrent faulting of old fault features (Philip, 1987). The hydrogeological consequences of these polyphase tectonic features are as follows: 1) intense fragmentation of rocks by fractures of varied dimensions ranging from meters to kilometers with multiple displacements, some of which are distended and enable water to infiltrate and cause dissolution at considerable depths; and 2) occurrence of large saturated zones in the collapsed structures. It is known that karstification occurs preferentially along fractures which have been subjected to opening movement. In the region concerned, such fractures are those oriented NW20, NW70, and N110 (Grillot, 1979). In addition, stratification joints are often tectonized and karstified (Drogue, 1980). Present stresses lead to concluding that karst formation developed last along the N-S fractures.

The karst which can be observed today is the result of several successive stages since the end of the Cretaceous. The Miopliocene karstification in rocks subjected to distension probably caused the establishment of the main structures of the karstic storage and was reactivated during the hot, wet interglacial periods of the Quaternary.

SCHEMATIC REPRESENTATION OF A KARSTIC RESERVOIR

The detail of the natural complexity of structures in karst milieux can rarely be taken into account, and it is, therefore, essential to simplify the picture by schematization. The networks of permeable joints are represented by systems of cracks outlining volumes of rock or blocks with simple, frequently cubic, geometry. This type of schematization has been used in numerous studies that frequently combine porosity and matrix permeability of the blocks with permeability and porosity caused by the fissures that separate the blocks (Barenblatt et al., 1960; Huyakorn et al., 1983).

In the karst studied, matrix porosity of the rocks is almost nil and block porosity is the result of little-karstified fine fissuring. Karstic storage is represented by a set of cubic blocks separated by cracks. The blocks are fissured. This is a double-fissured porosity system (Drogue, 1971, 1980) (Fig. 2). The blocks have hectometric dimensions and fissures are at distances of the order of one decimeter. Drilling has shown that hydraulic conductivity inside the blocks is frequently less than 10^{-6} m/s, whereas the conductivity of the cracks separating the blocks, drains or karst conduits, is more than 10^{-3} m/s. A feature that complicates the geometrical model of karst storage is the fact that a buried rock which outcrops is subjected to decompression by the removal of confining pressure. This encourages the opening of fissures and sometimes the appearance of new cracks (Price, 1966). Thus an outcropping karst may be fissured from a depth of a few decimeters to several meters more intensely than the subjacent rock.

HYPODERMIC FLOW IN NON-SATURATED ZONES

Flows in non-saturated zones were studied at Corconne. This experimental site is on Upper Jurassic - Lower Cretaceous limestone which is well-karstified. Equipment consisted of 47 boreholes 10 to 12 m deep distributed over 2000 m² (Fig. 3). A 45-m-deep borehole reached the saturated zone, whose piezometric level varied between 15 and 40 m depending on the season. Because of the depth of the boreholes, it was possible to study the upper part of the non-saturated zone, that is, the part that was decompressed and heavily weathered.

Measurement of the Permeability of the Non-Saturated Zone

Measurement of in-situ permeability of a non-saturated zone is always difficult. Injection of water has a number of disadvantages which include capillary effects and diphasic flow, imprecise boundary conditions, and risk of plugging or unplugging by the swelling or displacement of clays. In contrast, the use of compressed air as the measurement fluid (Raud, 1955; Schneebeli, 1959) has the advantages of fairly monophasic flow, boundary condition at zero potential, which is simply atmospheric pressure whatever the depth, and no risk of plugging or unplugging. However, measurements using air involve a number of difficulties, caused by the compressibility of air. It is advisable, therefore, to remain within a low pressure range and to correct pressure-flow readings. Another difficulty lies in the presence of pellicular water in cracks in the rock, which may lead to a measurement error of about 10% or less.

Measurements are carried out by injection of air in 0.2 to 0.5 m lengths of borehole closed by packers (Fig. 4). Pressures and flows are low in order to remain within the domain of laminar flow. Turbulent flow appears after laminar flow as pressure increases. Then, at higher pressures, deformation of the rock causes the joints open, resulting in a rapid increase in the air injection flow (Fig. 5).

Results at the Experimental Site

Two hundred forty measurements were made (Gouisset, 1981). This set of results revealed high permeability in the first meter of soil depth and then sharp decrease in permeability to zero at 4 to 5 m deep (Fig. 6). Beyond this, non-zero permeabilities appeared in certain boreholes but in a very occasional manner at isolated fractures. This sharp contrast in permeability between the decompressed zone and the subjacent karst had considerable hydraulic importance that was shown by the injection of water.

Water to which a tracer had been added was injected into a site borehole (Guyot, 1983) and partly reappeared in the neighboring boreholes, whereas all these boreholes are only 10 to 12 m deep and the water level is at a depth of 40 m. Flows with a horizontal component, or "hypodermic flows", thus occur in the upper part of the non-saturated zone.

During rainfall, infiltration in the decompressed zone feeds hypodermic flows which occur at the base of the decompressed zone (at a depth of 4 to 5 m at the

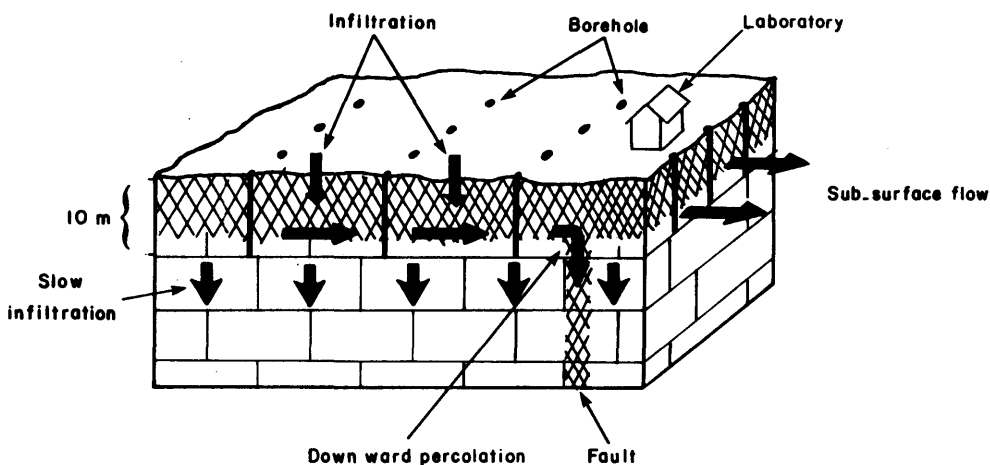


Figure 3. Equipment at Corconne for the study of hypodermic flows. The piezometric level was at a depth of 40 m; it was recorded continuously in a deep borehole not shown.

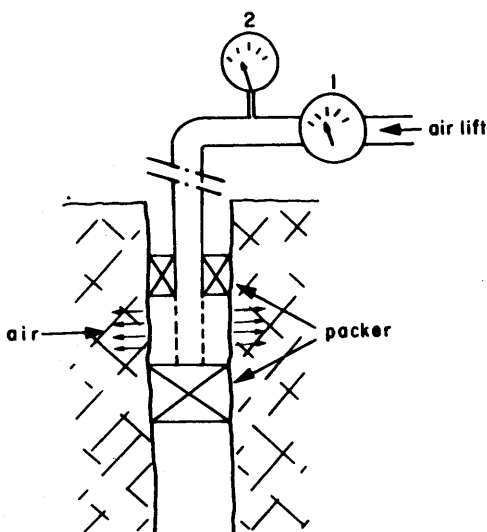


Figure 4. Compressed air apparatus for downhole permeability measurements: 1) flowmeter, 2) manometer.

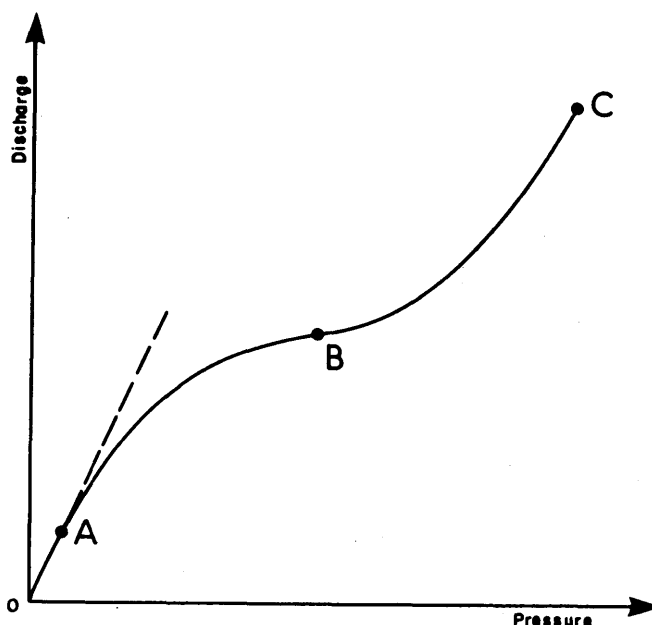


Figure 5. Characteristic curve of an injection test in a fractured medium (after Louis, 1974). 0-A, laminar flow (Darcy type); A-B, turbulent flow; B-C, turbulent flow with fractures opening as a result of increased injection pressure.

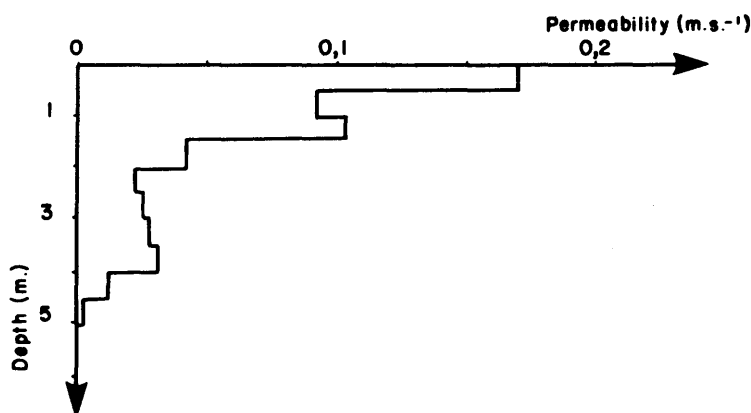


Figure 6. Corconne site. Evolution of permeability to water as a function of depth according to compressed air trials with 0.5 m injection chambers between packers (mean values for the whole of the site). At depths of over 5 m, the rock was only permeable locally at fractures. The results account for the rapid infiltration of rainwater into the karst and the existence of hypodermic flow at the base of the decompressed zone (here at a depth of 5 m).

site). Temporary saturation can occur in certain parts of this decompressed zone during heavy rainfall. It was seen that hypodermic flow reached the deep saturated zone in two ways: by rapid flow in open fractures (the cracks separating the blocks in the model shown in Fig. 2) or by slow flow in the network of fine cracks (fissures in the blocks). These ideas of rapid and delayed flow are well-known in porous media, although the flow structures are original here.

WATER MOVEMENT IN THE SATURATED ZONE

Twenty boreholes with an average depth of 60 m were distributed over an area of 600 m² at the Terrieu experimental site. The boreholes are in Lower Cretaceous karstified limestone and reach the top of the Jurassic. All the boreholes are in aquifers; water levels were at depths of 10 to 25 m depending on the season. Various parameters were recorded, in particular piezometric data and temperature and salinity of the water. Site equipment was completed by a meteorological station and laboratory premises (Fig. 7). The geological structure was monoclinal with slight dips of 10-20%. The fracturing at the site formed two main directional groups in the ranges N-S to NW20 and N100 to N120 (Drogue and Grillot, 1976). These planes, along which karst has developed, are combined with tectonized karstified stratification joints.

Effects of Pumping Tests

Video-logging in the saturated zone showed that some boreholes crossed open, karstic stratification joints which gave pumping discharges of about 20 m³/hr. Other boreholes only reached fine cracks where discharges were less than a few liters an hour. Pumping at borehole Pg lasted an average 72 hours with a discharge of 27 m³/hr. Maximum drawdown in pseudo-steady state was of the order of 8 m. All the water levels were affected in these tests which showed the hydraulic continuity of the site as a whole. After a few hours of pumping, apparent piezometric curves outlined two drainage axes lying approximately N-S and E-W in the same directions as major fracturing (Fig. 8). This feature was found in each case throughout a series of pumping tests carried out with different initial piezometric conditions. It is therefore a characteristic effect of the fracturing on flows around the borehole.

Interpretation of the pumping tests in fractured karstic aquifers must be carried out using models which show the structure of these milieux. Gringarten and Ramey (1973) proposed a number of mathematical models constructed from "source functions" derived from Green functions to solve the problems raised by the interpretation of pumping tests in fractured aquifers. Extension of these models designed for reservoirs with a single vertical or horizontal fracture to entirely fractured aquifers was suggested by these authors. In the case of one, or several, main fracture directions, it would be possible to represent the fractured aquifer by an homogeneous, anisotropic porous medium with an equivalent single fracture, either horizontal or vertical, connected to the production well. Fracturing of the reservoir itself is represented by an anisotropy tensor. Interpretation of pumping by the method proposed then makes it possible to determine the hydrodynamic characteristics of this "equivalent" medium and hence to characterize the system as

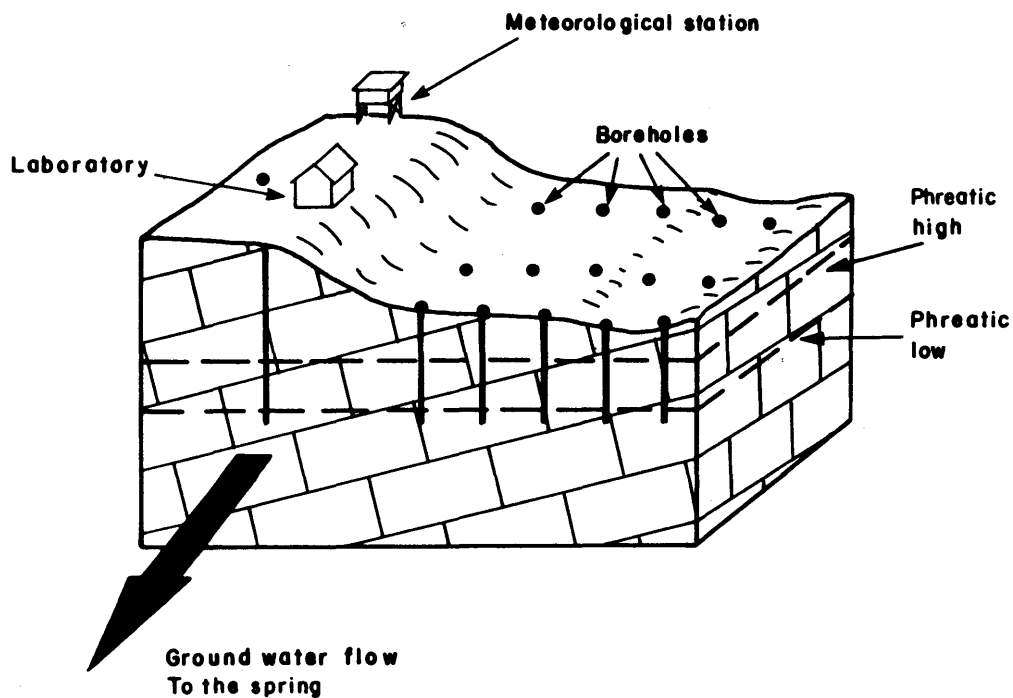


Figure 7. Terrieu site, equipped with 20 deep boreholes (60 m) which reached the saturated zone in the Mesozoic karstified limestone. Underground flow is drained by the source of the Lez 4.6 km away.

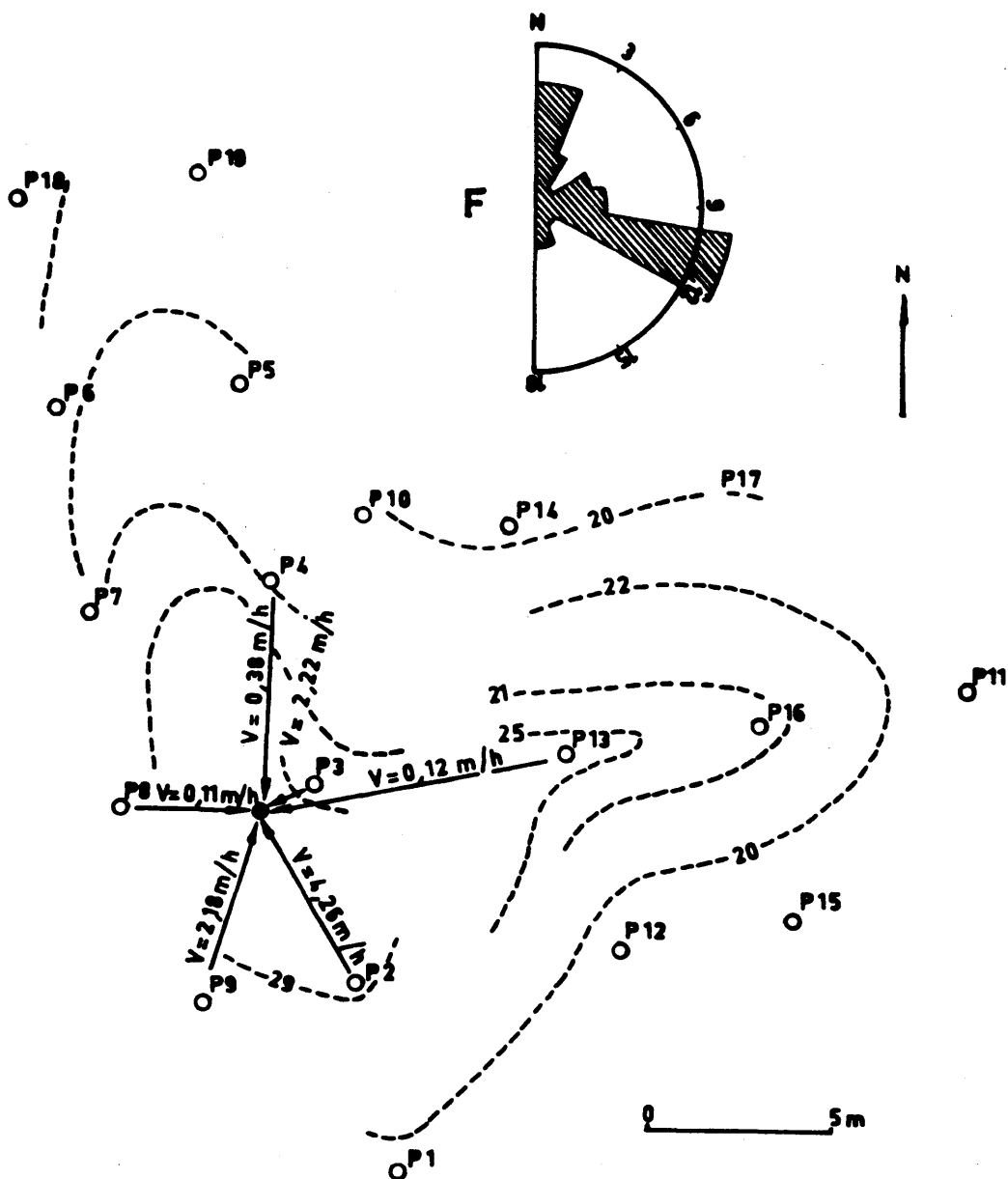


Figure 8. Pumping at Terrieu. The apparent piezometric curves show two drainage axes whose orientations are similar to those of the fractures (Histogram F).

a whole. The perfecting of the analytical solutions used in these studies is after Gringarten (1984).

The equivalent system chosen to represent the Terrieu site consists of a horizontal fracture connected to the borehole in a semi-infinite aquifer. The upper boundary has constant pressure and infinite lateral extension. The permeability tensor K_x , K_y , and K_z takes two vertical fracture directions into account. The thickness of the storage, about 1000 m, was considered as being infinite in relation to the depth of the borehole, 60 m. The production well was sited along axis z and the fracture was assumed to be rectangular. The theory of "source functions" made it possible to derive equations giving the range of pressure in the model studied. These derivations gave the drawdown variation reduced as a function of reduced time, non-dimensional parameters. These equations made it possible to calculate theoretical curves for various parameters of the aquifer (Pitard, 1976).

The transitory responses in the piezometers were not the same in the model as in the pumping well. The principle of the method was to seek the best graphic superimposition of the theoretical and experimental curves. The mean horizontal permeability in the fracture plane could be determined at the pumping well. On the other hand, calculation of K_x , K_y and K_z was carried out at the piezometers. The curves plotted at the pumping well all displayed a rectilinear portion with an 0.5 slope at the beginning of the trial which was in conformity with the analytical solution, the geology of the site, and observation of the boreholes by video monitoring. This indicated that open horizontal joints were connected to the well. Mean horizontal permeability was $K_r = 10^{-1}$ m/s. However, it appears that the model, as used here, did not describe the boundary conditions at finite, variable distances. In addition, there were certain difficulties in interpreting the drawdowns at the piezometers, caused perhaps by the distances between the boreholes at the site being small in relation to the fracture "grid". The aquifer milieu is thus not homogeneous on this scale.

The Terrieu experimental site is 4.6 km from the source of the river Lez, the main outlet of the 250-km² karstic ensemble. The maximum high-water discharge of the spring is 8 m³/s, the low-water discharge is 0.4 m³/s with an annual mean of 2.2 m³/s. Pumping at a discharge of 2900 m³/hr to 5000 m³/hr is carried out at the source of the Lez during certain low-water periods. Transmission time of the effect of the pumping between the source and the experimental site varied from 6 to 8 minutes, corresponding to an apparent velocity of the order of 9.6 to 12.8 m/s. The effect on piezometric levels took various forms: some displayed considerable drawdown (0.3 to 0.4 m) whereas others changed little or not at all (Fig. 9). Rapid transmission to Terrieu of the wave caused by pumping at the source shows that "diffusivity" is high.

Wave propagation probably takes place in drainage conduits connected to the source at a velocity related to the physical parameters: water (modulus of elasticity), rock (Young's modulus), and the characteristics of the conduits (equivalent diameter) and the type of flow (under head or open surface). The velocities recorded show that flow was not entirely under head since, given the rigidity of the limestone, they would have been much higher. The outcropping karst in the region

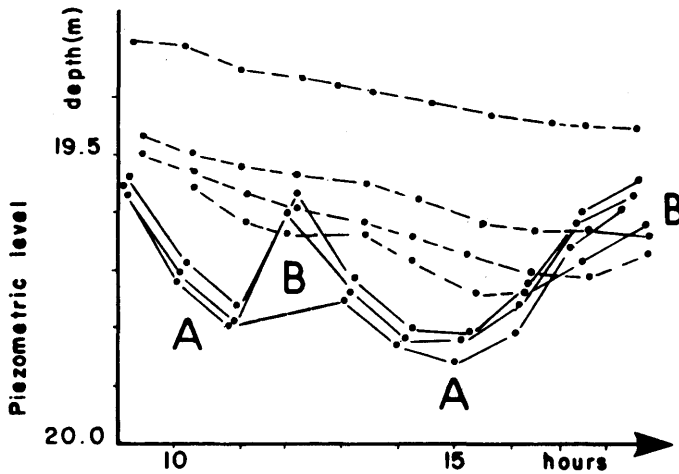


Figure 9. Terrieu site. Evolution of piezometric level at several boreholes during pumping at the source of the Lez. Dotted lines: boreholes little affected or unaffected by pumping; these boreholes encountered only fractures with low permeability (blocks). Continuous lines: boreholes affected by pumping; these crossed a karstic drain directly connected with the drainage network at the source. A: pumping with discharge of $0.8 \text{ m}^3/\text{s}$. B: stopping of pumping.

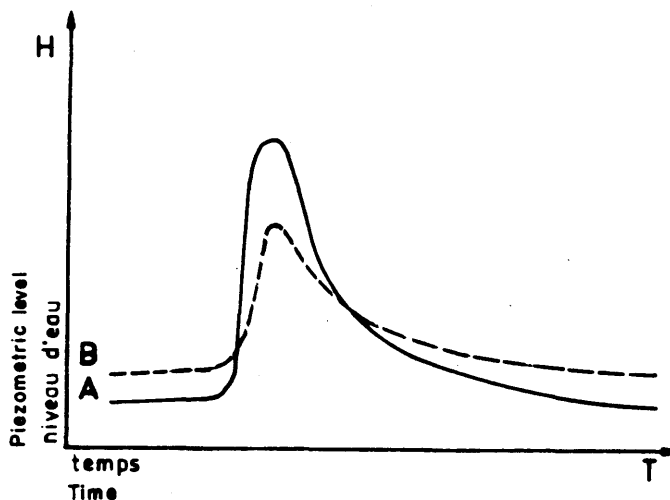


Figure 10. Terrieu site. Inversion of apparent piezometric gradients between two neighboring boreholes (one reaching a channel A) and the other reaching an adjacent fractured block B) during a flood.)

is affected by open subvertical fractures which must locally subject drains under head to non-zero storage which reduces diffusivity.

The boreholes directly affected by pumping at the source all reached a drain, karstified fracture or joint, and were thus located in the cracks between blocks in the model. The boreholes that were little or not affected only crossed fractures that were not very open, they were located within a block--near its boundary in the case of slightly affected boreholes and far from the boundary in the case of those not affected. One of the results of this difference in piezometric behavior is that certain apparent piezometric gradients became reversed between pumping and stoppage periods (Fig. 9). During pumping, the channel drained the block and when pumping had stopped and the water level rose again, the channel fed the block. This was caused by the flow reaching the channel from the upstream drainage network. Several hours after stopping, and with natural flow, the channel locally recovered its role of drain.

At this site, in spite of the hydraulic continuity between the boreholes, the water levels in natural state could display deviations of several tens of centimeters between two neighboring boreholes. This was particularly clear when one of the boreholes traversed a channel and encountered only block fissures. At low water, the apparent hydraulic gradient indicated flow toward the channel, showing the drainage role of the conduit, which is part of the drainage network feeding the source of the river. During rainfall, the piezometric level in the conduit rises more rapidly than that in the block and becomes higher. There is then temporary reversal of the piezometric gradient and the drain feeds the networks of cracks (Figs. 10 and 11). This phenomenon is interpreted as follows: the rapid, substantial rise of the piezometric level in the drain is caused by direct supply by hypodermic flow. The slow rise in piezometric level in the block is a result of delayed infiltration in the networks of cracks with low permeability which underly the hypodermic flows. This phenomenon was first observed and interpreted at dam sites on watercourses in the karst (Drogue, 1969; Drogue and Puech, 1968). It was verified in other aquifers (Bertrand et al., 1973) and was examined at experimental sites, (Drogue, 1980).

It is a feature of karstic aquifers and is the result of a strong contrast in hydraulic conductivity between blocks and adjacent drains and the direct supply of the drains by rapid infiltration. The same temporary, local gradient reversals observed during the pumping tests confirmed the role of the heterogeneity in conductivity and justified the schematic picture proposed.

EFFECT OF FORCED CONVECTION ON THE THERMAL AND HYDROCHEMICAL GRADIENTS IN SATURATED ZONES

Temperatures were recorded throughout the saturated part of the boreholes with an accuracy of $\pm 0.02^{\circ}\text{C}$. Only the temperatures in the homothermal conduction zone on an annual scale area taken into account, that is, temperatures at a depth of over 25 m. About a hundred thermal profiles are now available for different hydrologic states: low-water during dry seasons and infiltration recharge periods, high water (Uill, 1978; Botton, 1984; Drogue, 1985).

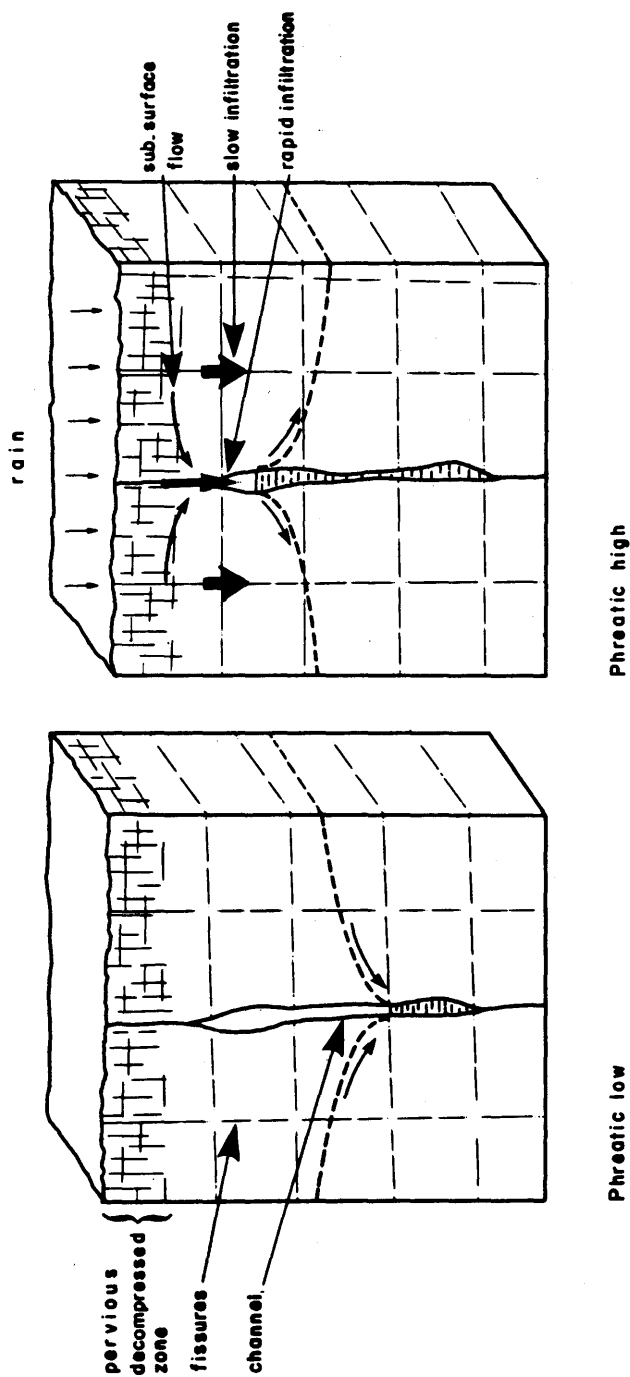


Figure 11. Terrieu site. Piezometric profiles in the network of fissures (blocks) adjacent to a drain at high and low water levels.

Water levels were 25 m below ground level and flows in the saturated zone were very small during these measurements. All the boreholes displayed a distinct, continuous thermal gradient but which varied with depth. It was nevertheless possible to calculate significant average gradients for each borehole; these were between 1.2 and $2.5 \times 10^{-2}^{\circ}\text{C}/\text{m}$. According to Sammel (1968), these gradients should lead to convective cells in 116-mm diameter boreholes. This phenomenon was not apparent in the case described here. When underground water is recharged by infiltration, the thermal profiles are in two groups: those which remain similar to the low water profiles and profiles which are partly or totally modified. Several boreholes displayed this type of profile. Video-logging showed that they traversed only rock with fairly close fracturing with no trace of karstic dissolution and they were therefore within the blocks in the schematic representation. Convection was limited, whatever the state of the aquifer. The water flowing slowly in small fissures was always in thermal equilibrium with the rock; the range of temperatures was thus stationary and thermal profiles unchanged.

Thermal profiles were sometimes locally or totally deformed during high-water periods. Downhole video-logging in borehole No. 8 showed that considerable modifications in temperature and thermal gradient occurred at open fractures, karstic conduit or channel. Convection occurred in this borehole during rainy periods between two channels located at 42 and 46 m deep respectively. Flow was in a downward direction and reached an average velocity of 0.25 m/s , measured with a micro current meter, i.e., a natural discharge of $2.6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$.

It will be noted finally that the thermal gradients are stable in time on either side of the thermal disturbance. Thus, at borehole 5 flow occurs not only at open stratification joints at depths of 20 m and 36 m, but also at the bottom of borehole through relatively permeable fractured rock. During certain freshets, temperature at the channels differed by 2.5°C compared to low-water periods and the thermal disturbance lasted for 5 to 6 days. All the thermal profiles deformed by freshets were thus related to karstic channels which caused high hydraulic conductivity. These channels enabled the rapid arrival of cold infiltration water in the winter and warm water during heavy rainfall in the summer, which was more rare (Fig. 12). The effects of convection on the thermal gradients in boreholes are thus adequately interpreted in the light of the schematic representation proposed.

Variations with depth appeared in the levels of certain ions in solution in the boreholes at the Terrieu site, as occurs in many boreholes in fractured millieu. These hydrochemical gradients and their variations in time can be accounted for by flow from fractures intersected by the boreholes. These observations led to proposing a new method for the quantitative estimation of small flows hitherto impossible to measure with the techniques available (Bidaux et al., 1986; Bidaux, 1987). Sampling was carried out at different depths and on several dates at a Terrieu borehole during a wet period. Determination of the concentrations of carbonate ion revealed hydrochemical gradients which varied with depth for a given profile. These profiles were also found to become deformed with time.

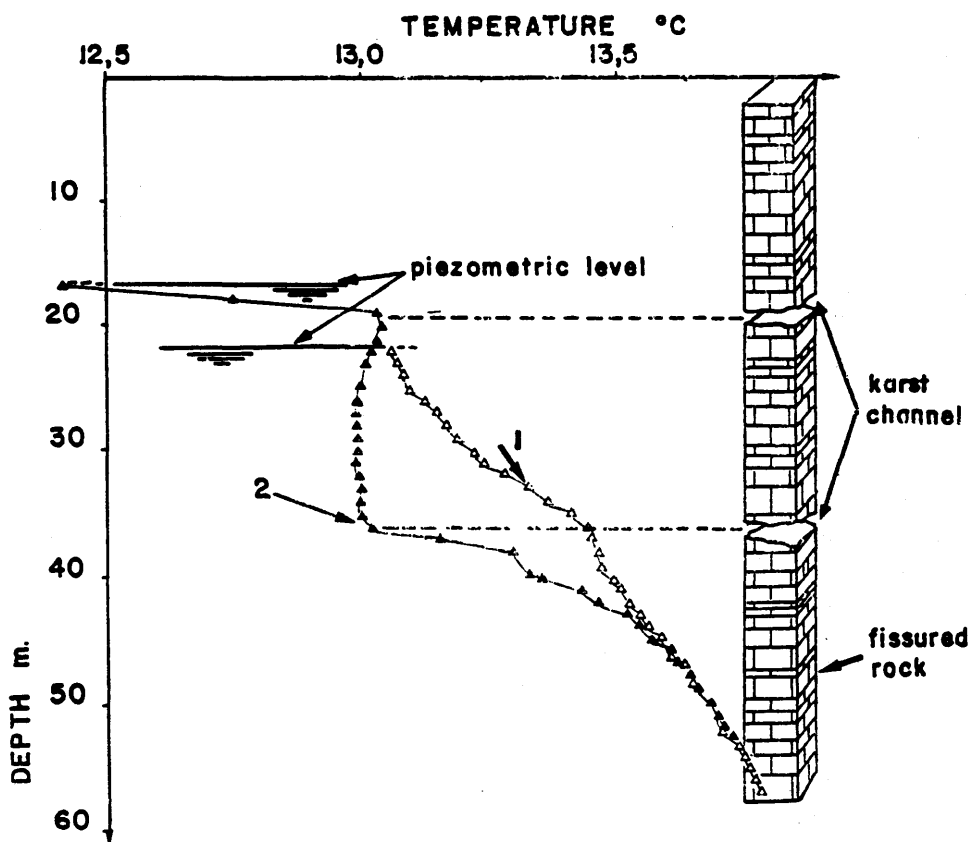


Figure 12. Example of thermal profiles modified by convection (borehole 5): 1) weak convection at low water; 2) strong convection at high water (Drogue, 1986).

Numerical processing was based on approximation in which the chemical type in question, bicarbonate ion, was an unchanging tracer in the fluid phase and in contact with the wall of the borehole. Evolution in time of the bicarbonate concentrated along the borehole then obeyed a balance equation which combined a transitory term, a dispersive term, and a convective term. It was also shown that dispersion along the borehole obeyed Fick's law overall. Sampling the water column made it possible to estimate the partial derivatives of concentration in relation to time and depth. This led to calculation of the unknown rate of convection. It appeared that in the column this could exceed the rate of variation of the piezometric level. This showed that there were short-circuits between fractures with different potential and hence, throughout the massif, very complex flows with a vertical component (Bidaux, 1987).

CONCLUSIONS

Results other than those described here cover in particular the hydraulic relationships between a karst drain and adjacent fractures and conventional and isotope hydrology. Research is still in progress at the sites, and it is focused especially on the effects of convection on hydrochemical and thermal gradients in saturated zones and on rainfall-piezometry-structure relationships.

A new site was equipped in 1986 to complement the Corconne site for the investigation of a number of phenomena in non-saturated zones. This was carried out in collaboration with the Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM). The site consists of a karst gallery with access by a 20-m shaft and boreholes. The gallery is at the boundary between the saturated and unsaturated zones. Discharge which has crossed the whole thickness of non-saturated karst can be collected at the roof. Studies are carried out during natural rainfall events and with artificial rainfall using a sprinkler system on a 500 m² area. In 1988 we installed five extensometers and five inclinometers in the gallery in collaboration with the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP). The purpose is to investigate the deformation of the karstic storage under the effect of infiltration (caused naturally and artificially) and piezometric movements, taking the structure of fractures and karst into account.

Finally, as an extension to these studies, Yaji experimental site was installed in 1986 in karst in southern China in collaboration with the Institute of Karst Geology of Guilin within the framework of Franco-Chinese scientific cooperation. The first investigators were the subject of papers at the 21st IAH Congress at Guilin (1988).

REFERENCES

- Barenblatt, G. I., Zheltov I. V., and Kocina, I.N., 1960, Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks: *J. Appl. Math. Mech. Engl. Transl.*, 24, p. 1286-1303.
- Bertrand, J., Mathey, B., and Mornod, L., 1973, Inversion temporaire du gradient hydraulique dans un karst et hétérogénéité de la perméabilité: *Bull. Soc. Neuch. Sc. Nat.*, 96, p. 97-103.
- Bidaux, P., 1987, Contribution à l'étude des circulations profondes en milieu fissuré peu perméable. Identification à partir de mesures hydrochimiques le long de forages: Thèse Doctorat, Univ. Montpellier, France, 258 p.
- Bidaux, P., Michard, G., Drogue, C., and Beaucaire, C., 1986, A new method of identifying water flow in low permeability fissured rocks: *C. R. Acad. Sc. Paris*, 302, II, n°11, p. 751-754.
- Botton, R., 1984, Etude de certaines modalités du fonctionnement de l'aquifère karstique sur deux champs de forages: Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, France, 370 p.
- Drogue, C., 1969, Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques: Thèse Doctorat Sciences, Univ. Montpellier, France, 470 p.
- Drogue, C., 1971, De l'eau dans les calcaires: *Sc. Prog. Découverte*. éd. Dunod, n°3433, p. 39-46.
- Drogue, C., 1980, Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbonatés fissurés, Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique: *Mem. Soc. Géol. France*, n°11, p. 101-108.
- Drogue, C., 1985, Geothermal gradients and groundwater circulation in fissured and karstic rocks: the role played by the structure of the permeable network: *Geodynamics*, 4, p. 90-94.
- Drogue C., and Puech, J. P., 1968, Reconnaissance géologiques et hydrogéologiques pour la construction de barrages en terrains calcaires: *Terre et Eaux*, v. 23, 65, p. 10-22.
- Drogue C., and Grillot, J. C., 1976, Structure géologique et premières observations piézométriques à la limite du sous-système karstique de Terrieu.: 2e Coll. Hydrogeol. pays calc., *Ann. Sc. Univ. Besançon fasc. 25*, 3ème série, p. 195-210.
- Gouisset, Y., 1981, Le karst superficiel: genèse, hydrodynamique et caractéristiques hydrauliques (Applications à un karst du Languedoc): Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier II, 218 p.
- Grillot, J. C., 1979, Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré: Thèse Doctorat Sciences, Univ. Montpellier II, France, 212 p.
- Gringarten, A. C., 1984, Interpretation of tests in fissured and multilayered reservoirs with double-porosity behavior: Theory and practice: *Soc. Petrol. Eng. J.*, p. 549-564.
- Gringarten, A. C., and Ramey, H. J., 1973, The use of source and green's functions in solving unsteady flow problems in reservoirs: *Soc. Petrol. Eng. J.*, p. 285-298.
- Guyot, J. L., 1983, La zone non saturée de l'aquifère karstique, Analyse des écoulements hypodermiques sur périmètre expérimental: Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier, France, 204 p.
- Huyakorn, P. S., Lester, B. H., and Faust, C. R., 1983, Finite element techniques for modeling groundwater flow in fractured aquifers: *Water Resour. Res.* 19, 4, p. 1019-1035.
- Philip, 1987, Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision: *Ann. Geophysical*, 5B, p. 301-320.
- Pitard, J., 1976, Contribution à l'interprétation des essais par pompes dans les roches fissurées: Thèse 3e cycle, Univ. Montpellier II, France, 98 p.
- Price, N. J., 1966, Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks: in Maxwell, R., ed., Pergamon Press.
- Raud, S., 1955, Utilisation de l'air pour la détermination de la perméabilité de terrains non aquifères comm. Inter. des grands barrages: Ve Congrès des grands barrages, Paris, C2, p. 599-606.
- Sammel, E. A., 1968, Convective flow and its effect on temperature logging in small diameter wells: *Geophysics*, v. 33, 6, p. 1004-1012.
- Schneebeli, G., 1959, Sur l'utilisation de l'air pour la mesure "in-situ" de la perméabilité d'un terrain alluvial non saturé: *La Houille Blanche*, n°1, fev. p. 66-73.
- Uill, H., 1978, Application du carottage thermique et de l'hydrochimie à l'étude des circulations d'eau souterraine en milieu karstique: Thèse Doctorat Ing. Univ. Montpellier, France, 110 p.

KARST HYDROGEOLOGY IN CENTRAL ITALY

CARLO F. BONI

Dipartimento di Scienze della Terra

Università degli Studi di Roma "La Sapienza"

C.N.R. - Centro di Studio per la Geologia dell'Italia Centrale

Piazza Aldo Moro

00185 Roma

Italy

INTRODUCTION

The central ridge of the Italian peninsula is a typical example of Mediterranean karst. This karstic region extends from 40°N to 43°N, over an area of 40,000 km², and it can be divided in two parts according to its geological features: a carbonate platform domain in the southern part and a carbonate pelagic basin domain in the northern part. A large transitional belt lies between. The purpose of this chapter is to illustrate and compare the main hydrogeological characteristics of the two domains emphasizing both structural and stratigraphic influences on hydrogeological setting and karst development. The main features of the region are shown in the annexed Hydrogeological Scheme of Central Italy (Boni et al., 1986; maps in cover pocket).

HYDROGEOLOGIC SETTING

These ranges of complexly folded and faulted mountains consist of sub-parallel ridges of Mesozoic carbonates separated by valleys and tectonic depressions filled with terrigenous sediments. Altitude ranges from sea level to about 2,900 m, and the main karst areas have an elevation ranging from a few hundred meters to 2,500 m.

Surface karstic features include lapiez, fields, dolines, dry valleys, karst plains, karst depressions, and closed basins. These forms are distributed almost uniformly over the region but they are rarely spectacular. Surface karstic features are more pronounced in the platform domain and less in the basin domain. On the contrary, a hydrographic network is more developed in the basin domain, where deep canyons are typical forms, and less in the platform domain, where the evolution of hydrographic network is still young and immature. The morphology, even near the larger springs, is always young. Subsurface karstic features include accessible cave networks, subvertical conduits, natural wells, and abysses that prevail over sub-horizontal conduits and natural caves.

Orogenies in the Central Apennines developed since the Middle Miocene, by alternative stress and strain tectonic phases, which produced remarkable morphological changes and, in particular, a discontinuous migration of karstic base levels. Moreover, recent fluctuations of sea level influenced karst process in coastal areas where a paleokarstic network was identified, in places, 150 m below the present sea level. The morphological evolution of the region was therefore quite complex

and has not yet been clearly ascertained. Karstic ridges emerged gradually between middle Miocene and lower Pliocene, during the main orogenic phase. This process was interrupted by a Plio-Pleistocene rifting phase which gave rise to intense volcanic activity along the Tyrrhenian coast and produced vast tectonic depressions inside the ridge. Remarkable changes in the position of the karstic base level probably occurred at this stage of the morphological evolution. Most probably, a deep karstic network, fostered by favorable climatic conditions, developed during the Quaternary at a lower altitude with respect to the present position of the main discharge points. Subsequent filling of tectonic depressions by lacustrine and alluvial deposits obstructed the springs of the paleokarst network and produced upward migration to their present position. This hypothesis is demonstrated, but not yet confirmed, by such evidence as: 1) almost all major springs are at the margin of tectonic depressions filled by Pleistocene lacustrine sediments, 2) the morphology around the main springs is still young since karst water does not emerge from a single conduit but seeps through a number of small springs dispersed over several square kilometers, 3) major karst springs that discharge many m^3/s have a regular and predictable discharge regime with maximum and minimum fluctuations not exceeding 50% of the mean discharge, and 4) the age, based on tritium, of the karst water ranges from 10 to more than 40 years. Small springs (3 to 5 m^3/s) have younger water, while large springs (10 to 20 m^3/s) have older water. Radiometric age and chemical composition do not change significantly during the year.

Geological conditions are not homogeneous over the area. At the end of the Paleozoic, a large basin formed on a metamorphic substratum in which more than 1,000 m of evaporites, dolomite, and calcereous sediments were deposited during the Triassic. These sediments form the dolomitic basement of the region. This original large basin differentiated into two sedimentological environments during Liassic. A subsiding carbonate platform developed in the southeastern sector, while a typical basin of carbonate series formed in the northwestern sector during the Mesozoic. This resulted in the following lithology: 1) a basement of Triassic dolomite that extends below Mesozoic limestone, 2) Mesozoic carbonate platform that consists of a thick and rigid sequence of limestone and dolomitic limestone without terrigenous intercalations, and 3) Mesozoic pelagic series that consists of biomicrites associated with marl and chert. Orogenesis affected the region in the Mio-Pliocene.

HYDROGEOLOGY OF THE CARBONATE PLATFORM DOMAIN

Lithological characteristics of carbonate rocks are strictly related to the sedimentological environment. Carbonate platform sediments were deposited in oceanic lagoons, which were interconnected by a network of tidal channels and protected from oceanic energy by a system of coral reefs and bioclastic barriers. In such a sedimentological environment, isolated from continental influences, the biogenic carbonate sedimentation was almost pure. Since the rate of sedimentation was approximately equivalent to the rate of subsidence, general sedimentological conditions did not change significantly during the Mesozoic. Horizontal and vertical lithological changes are mainly due to migrations of tidal channels and coral reefs and to the structural evolution of the platform, such as different subsiding rates and periods of immersion. Carbonate platform sediments consist of stratified limestones, consisting of dominant biomicrites with benthonic fossils associated to

intrabiosparites and oosparites, and dolomitic limestone, void of significant terrigenous intercalations. Stratification, which is regular and thick, averages 50 cm. The total thickness of the platform ranges from a few hundred meters to a maximum of 3,000 m. The carbonate platform domain includes a large belt of "edge sediments" resulting from erosion of coral reefs circling the platform. This transitional facies consists of carbonate breccias and detrital limestone interbedded with sediments of pelagic domain. The platform domain extends over an area of 9,500 km² within the limits of the region described here. Platform series can be considered, at a regional scale, as a unique hydrogeological complex due to its lithological homogeneity. Miocene argillaceous flysch was deposited on the platform during orogenies.

The carbonate platform reacted to orogenic movements as a rigid and fragile mass. Orogenesis began in Middle Miocene and developed in three main phases to Plio-Pleistocene as follows: 1) during the first rifting phase, the platform was cut, by long regional faults, into subparallel ridges divided by deep trenches which soon filled with terrigenous flysch, 2) during the second phase, the carbonate ridges were uplifted and thrust over the flysch by a general northeast translation, and 3) a third phase, characterized by a system of normal faults, produced deep tectonic depressions and gave rise to intense volcanic activity in the western sector. Tectonic depressions were filled by clay and sand deposits due to a Pliocene marine transgression in coastal areas and by fluvial and lacustrine deposits in inland areas.

As a result of the tectonic activity, the platform was partitioned into several carbonate structures, surrounded by a continuous belt of impervious terrains. Alternative stresses and strains produced by tectonic forces gave rise to a network of sub-vertical faults and fractures almost uniformly distributed. The network of significant fractures has a close spacing of one to ten meters. Due to this close spacing of fractures, infiltration is effective and generally distributed evenly over the region. The karst network is extensive but generally neither spectacular nor penetrable. In the western sector of the region a Plio-Pleistocene system of normal faults gives rise to alignments of surface and sub-surface karst forms.

The hydrogeological setting reflects the lithological and structural situation. Each carbonate ridge surrounded by impervious terrains acts as an independent hydrogeological structure consisting of a recharge area, a karstic body bounded by impervious limits, and one or several base levels located on the outer limits of the structure where the impervious belt is more depressed. Since the drainage network is still immature, erosion has not yet cut into karst aquifers. Streams fed by ground water are therefore an exception in the platform domain. The size of the karst structures ranges from 100 km² to more than 1,000 km². Eleven independent hydrogeological structures have been identified in the platform domain: seven consist only of pure platform sediments and four also include sediments transitional to the pelagic domain.

In the platform domain, infiltration is abundant, amounting to 60 to 70% of total precipitation, and deep, due to the lack of impervious intercalations and to the

extensive network of fractures. Deep infiltration feeds large basal aquifers which extend to the bottom of all hydrogeological structures.

Ground water discharges through large springs characterized by a regular and predictable discharge regime. Significant perched aquifers are uncommon in the platform domain. Where present, perched aquifers are related to the uplift of Triassic dolomitic rocks which act as a semi-impervious basement relative to the more permeable, overlying limestone. Unlike other carbonates, Triassic dolomite bears ground water up to a maximum elevation of 1,000 m and feeds a high altitude network of perennial streams. This is due to low permeability and high porosity of the dolomitic complex and to the relatively high hydraulic gradient of 20-30 m/km for the dolomitic aquifers. Ground-water recharge is well distributed over the region and results only from local precipitation. Effective infiltration in the platform domain was calculated in 11 independent hydrogeological structures over a total area of about 9,500 km², including 4,102 km² of transitional facies to basin domain. In platform sediments, the mean annual value of effective infiltration is 886 mm with a minimum of 752 mm and a maximum of 983 mm. In the transitional belt the mean value is 725 mm with a minimum of 568 mm and a maximum of 888 mm.

Each independent structure has its own basal aquifer and one or more base levels. In only one case does the karst structure plunge into the sea which acts as base level. In all other cases base level is located at the outer limits of the structure where the belt of impervious terrains surrounding the carbonate structure drops below the level of the basal aquifer. Each structure, therefore, has one or more discharge points depending on the shape of the impervious belt. Due to the high infiltration capacity of karst outcrops, runoff over platform rocks is negligible. The process of normal erosion is therefore reduced and the drainage network, still immature, does not reach into basal aquifers. Rivers and streams acting as base levels are an exception in the platform domain. Human-induced withdrawal from karst aquifers is also reduced to negligible values due to the depth of water level and to the abundance of low-cost water supplied by springs.

In Central Italy, the discharge regime of the main springs fed by the karst aquifer is extremely regular and predictable, unlike many other karst areas. Fluctuations, both positive and negative, generally do not exceed 50% of the mean discharge. Regime stability increases with the amount of mean discharge. The stable discharge regime is associated with a remarkable stability of hydrochemical and isotopic characteristics and with a residence time of many years. A few significant springs with variable discharge are typically fed by perched aquifers.

HYDROGEOLOGY OF THE CARBONATE BASIN DOMAIN

In the northwestern part of the region a carbonate series was deposited in a typical pelagic basin which was affected discontinuously by continental influences. The pelagic basin differentiated from the platform domain in Lower Lias when a large part of the Liassic platform subsided, due to a rifting phase. The portion of the platform already deposited on the Triassic dolomitic substratum was drowned and dislocated into ridges and depression structures. A change of sedimentological

environment occurred. A new phase of sedimentation developed on an irregular sea bottom which made the thickness of Liassic and Jurassic sediments extremely variable, from a few meters on the top of the ridges to a maximum of more than 500 m at the bottom of depressions. Cretaceous sequences have a more homogeneous thickness ranging from 500 to 700 m.

Unlike platform sediments, the basin series consists of nearly pure limestone formation intercalated with marly and cherty formations. Limestones are biomicrites, with planktonic fossils and a regular thin bedding of 10 to 30 cm, while marl and chert have a thinner stratification. Four main lithological complexes can be differentiated as follows: 1) a Lower Liassic complex a few hundred meters thick belonging to the platform domain; 2) a biomicritic complex, Middle Lias, extremely variable in thickness; 3) a complex consisting of marly and cherty formations, Upper Lias to Upper Jurassic, variable in thickness; and 4) a biomicritic complex, Cretaceous, associated with marl and chert.

The average thickness of marly and cherty sediments is approximately 25% of the series. Carbonate sedimentation ended with the Cretaceous. Marls, sandstones, and clays were deposited during the orogeny from the end of the Cretaceous to the Pleistocene. Thin bedding associated with marl intercalations makes the pelagic series more plastic in contrast to the rigid and thick platform series.

Geologists still have different opinions on the deep structural setting of the region, whereas structural features of the exposed Mesozoic karstified terrains are more easily interpretable. In late Miocene, a compressive tectonic phase resulted in anticlines and synclines. Anticlines with rigid nuclei of Lower Liassic limestone generally occur where the pelagic series is thinner, while synclines occur where the series is thicker. Tectonic stresses produced a close network of reverse faults associated with compressive fractures. This Miocene compressive phase was followed by a Plio-Pleistocene strain phase which resulted in an extensive system of normal faults with remarkable offsets. This network of normal faults cuts impervious marly formations, allowing carbonate formations of different ages to come into contact. Despite the intense tectonic activity, separate geological structures are not easily detectable because syncline and anticline folds are continuous. In the basin domain, impervious synorogenic flysch deposited on the carbonate series in synclinal depressions but not between the carbonate ridges already produced by a rifting phase, as occurred in the platform domain. This is one of the main geological features that differentiates the platform domain from the basin domain.

In the basin domain, sequences of anticlines and synclines are hydrologically connected over wide areas. Therefore, independent hydrogeological structures bounded by impervious terrain do not exist as in the platform domain. Only two separate hydrogeological structures are identified over an area of 4,102 km² of carbonate exposure. The occurrence of impervious formations between carbonate complexes does not affect significantly deep infiltration and ground-water flow, because the normal fault offsets are generally greater than the thickness of the impervious formations.

Impervious terrains intercalated to limestones sustain a number of small, perched aquifers which feed small springs scattered over the region at different altitudes. These perched aquifers have a secondary importance due to their limited extent. Deep infiltration prevails over, and feeds, an extensive basal carbonate aquifer, which acquires confined conditions in synclines and discharges to the surface at the axis of anticlines. Ground-water recharge is due to local precipitation. Effective infiltration was calculated in two independent structures over a total area of about 4,200 km². Mean annual effective infiltration is 533 mm in the larger structure and 637 mm in the smaller one.

A characteristic of the pelagic domain is an extensive network of perennial rivers acting as base level with respect to the main karst aquifers. More than 90% of the ground water emerges in deep canyons which cut the carbonate axis of the anticlines. Rivers and streams fed by ground water maintain a remarkable discharge, even in the dry season, and acquire a regular discharge regime. Springs occurring in a portion of a river, ranging in length from a few hundred meters to several kilometers, have been called "linear springs," in contrast with traditional springs which discharge to the surface in one point or in a localized small area. Localized springs are unusual in the basin domain.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The central sector of the Italian peninsula is a typical example of Mediterranean karst (see maps in cover pocket; Boni et al., 1986). The region extends over an area of 40,000 km² which includes 15,000 km² of karst exposure. Altitude ranges from sea level to 2,900 m. Mean annual precipitation ranges from 700 to 2,000 mm; the mean value is 1,250 mm. A group of 290 major springs supplies a mean discharge of 320 m³/s. Fourteen springs have a mean discharge ranging from 18 to 5 m³/s; 65 from 5 to 1 m³/s. Thirteen independent hydrogeological structures have been identified and the hydrogeological balance of each has been evaluated. Effective infiltration ranges from a minimum of 530 mm to a maximum of 980 mm.

Two hydrogeological domains with different characteristics were identified, taking into consideration sedimentological, lithological, structural, and hydrological characteristics: a carbonate platform domain and a carbonate pelagic basin domain. The influence of geologic features on hydrogeological setting is clearly demonstrated by comparison of the characteristics of the two domains.

The platform domain consists of Mesozoic limestone and dolomitic limestone, 3,000 m thick, deposited in oceanic lagoons, far from continental influences. Three main tectonic phases divided the homogeneous and thick platform into several independent structures surrounded by synorogenic and post-orogenic impervious deposits. A closely spaced network of subvertical fractures gives rise to an extensive karst network, still immature and generally neither spectacular nor penetrable. Deep infiltration feeds large basal aquifers that occur in the bottom of carbonate structures. Mean annual effective infiltration has been estimated in 11 structures and ranges from 750 to 980 mm. Perched aquifers are uncommon in the platform domain. Large karst springs are located at the outer

limits of each hydrogeological structure. The discharge regime of the main springs is generally regular and predictable. This is probably due to the effect of a paleokarst network. Surface runoff is negligible and ephemeral. Since the surface drainage network has not yet cut into basal aquifers, streams fed by karst aquifers are an exception.

The pelagic basin sediments consist of thin-bedded Mesozoic limestone formations intercalated with marly and cherty formations, deposited in a pelagic basin. Total thickness ranges from a few hundred meters to 1,500 m. The average thickness of impervious sediments is approximately 25% of the series. The main orogenic stresses resulted in anticline and syncline folds which are continuous. Impervious synorogenic and post-orogenic sediments were deposited on the carbonate series in syncline depressions. A Plio-Pleistocene strain phase resulted in an extensive network of normal faults with remarkable offsets. Only two separate hydrogeological structures were identified in an area of 4,102 km². Impervious formations intercalated with limestone sustain a number of small perched aquifers. Deep infiltration prevails and feeds a large basal aquifer. More than 90% of the ground water discharges to the surface in deep canyons which cut the axes of carbonate anticlines. Ground water feeds the rivers and streams characterized by a regular discharge regime. Localized large springs are uncommon in the pelagic domain. Overland runoff has been estimated at 15% of total precipitation. Effective infiltration ranges from 530 to 640 mm/a.

REFERENCES

Boni, C., Bono, P., Capelli, G., 1986, Schema idrogeologico dell'Italia Centrale: Memorie Soc. Geol. Ital. XXXV, Rome.

HYDROGEOLOGIE DU BASSIN DE LA SOURCE DE L'AREUSE

par A. BURGER (*)

RESUME

Le bassin de la source de l'Areuse est situé dans le Jura suisse plissé. Son étendue, déterminée par des études antérieures, a été fixée à 128 km², mais elle est actuellement remise en cause. Le débit moyen de la source s'élève à 4.88 m³/s, avec des extrêmes de 0.27 et 51 m³/s. Les précipitations moyennes annuelles, sur le bassin versant, s'élèvent à 1523 mm. Le bilan donne un déficit d'écoulement de 335 mm, soit 22% seulement.

La source a fait l'objet d'observations suivies qui ont permis d'en bien caractériser le régime thermique et le régime chimique. Ils mettent en évidence des cycles épisodiques et saisonniers (ou non) qui sont conditionnés par l'état de la recharge de l'aquifère.

La perméabilité mesurée en forages varie entre $1 \cdot 10^{-6}$ et $5 \cdot 10^{-7}$ m/s. Ces faibles valeurs reflètent un état de colmatage important du karst par des argiles. En effet, la perméabilité régionale de l'aquifère, obtenue par modélisation, est de l'ordre de 10^{-3} m/s. Le coefficient d'emménagement est de 3.6 o/oo.

ABSTRACT

The basin of the source of the Areuse is located in the Swiss folded Jura. Its extent has been determined in previous studies as 128 sq.km, but this value is now discussed. The mean discharge of the source amounts to 4.88 cu.m/s with peaks of 0.27 and 51 cu.m/s. The mean annual rainfalls on the drainage basin come up to 1523 mm. The balance indicates an outflow deficit of 335 mm, in other words of only 22 %.

The source has been thoroughly investigated, thus enabling its thermal and chemical regimes to be characterized. The latter show episodic and seasonal (or non-seasonal) cycles which are conditioned by the refill of the aquifer.

The permeability measured in drillings ranges from $1 \cdot 10^{-6}$ to $5 \cdot 10^{-7}$ m/s. These weak values reflect an important clay clogging of the karst, as the regional permeability of the aquifer obtained by modelisation is of the order of 10^{-3} m/s. The storage coefficient is 3.6 o/oo.

(*) Berthoudes 58, CH-2000 Neuchâtel

La source de l'Areuse est la plus importante et l'une des plus attractives décharges d'eau souterraine karstique du Jura suisse. A ce titre, elle a suscité de nombreuses études de la part de plusieurs générations de géologues qui, dès la fin du 19ème siècle, ont cherché à comprendre son fonctionnement.

1 - SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin-versant de la source est situé dans le Jura suisse, en bordure de la frontière franco-suisse. Les premières délimitations de ce bassin-versant [1] (remises en cause récemment, cf. 5.2), lui attribuent une aire de 128 km². D'après ces dernières, il englobe la totalité de la vallée synclinale de la Brévine et l'extrémité orientale de celle des Verrières.

La source, considérée primitivement comme exutoire unique, a approximativement les coordonnées suivantes : 46°50' de latitude N et 4°13' de longitude. La couverture végétale comporte 64% de prairies et pâturages et 36% de forêts. La couverture de sol est généralement mince lorsqu'elle repose à même le calcaire. Son épaisseur augmente sur les résidus morainiques et les affleurements marneux [1].

2 - CONDITIONS CLIMATIQUES

2.1. LA TEMPERATURE

La moyenne annuelle à la Brévine (1060 m) est de 4.8°C (tableau 1). Les minima ponctuel et mensuel sont respectivement -42°C (inversions nocturnes dans le poljé de la Brévine, par temps calme et clair) et -4°C; les maxima : 30°C et 13.4°C. Le gradient thermique annuel moyen pour le Jura atteint -0.50-0.55°C/100 m. Celui-ci n'est pas respecté dans le bassin, en raison des anomalies froides de l'hiver.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Température La Brévine (°C)	-4.0	-3.0	0.2	3.8	8.6	11.6	13.4	12.8	9.8	5.5	0.9	-2.6	4.8
Précipitations La Brévine (mm)	110	95	109	116	126	135	134	131	123	118	116	133	1446
Evapotranspiration réelle du bassin- versant (mm)	4	6	22	39	69	48	43	36	32	10	4	4	334
Débit moyen (m ³ /s)	4.73	5.49	6.91	8.58	5.36	3.97	2.88	3.06	3.18	3.59	5.18	5.72	4.88

Tableau 1 : Température moyenne à la Brévine (1904-1953); précipitations mensuelles à la Brévine (1904-1953); évapotranspiration réelle moyenne, calculée par la méthode de Szestay [13] (1959-1969); débit moyen de la source de l'Areuse (1959-1984).

2.2. LES PRECIPITATIONS

Elles sont connues avec précision (abstraction faite des erreurs expérimentales), grâce à des observations de longue durée - dès 1895 pour les plus anciennes - effectuées dans le bassin, à la Brévine et en une douzaine de stations périphériques.

Dans le cadre d'une étude spéciale, six pluviomètres, un pluviographe et deux stations météorologiques supplémentaires ont été en fonction dans le bassin, entre 1959 et 1969 [13].

Le régime pluviométrique est bien caractérisé par les observations de la Brévine (tableau 1). En raison du relief modéré et doux, la distribution spatiale des précipitations est peu variable. Un accroissement des précipitations avec l'altitude est mis en évidence [13] : Le gradient, donné par une corrélation (faible en raison d'anomalies locales) est de 5 cm par 100 m de dénivellation. La distribution temporelle des précipitations à l'échelle annuelle et pluriannuelle est relativement peu variable. On relève un maximum durant les mois d'été (dû aux orages) et un minimum en octobre, choisi comme début de l'année hydrologique.

Les précipitations annuelles moyennes sur le bassin ont été calculées par trois méthodes : moyenne arithmétique, méthode de Thiessen et méthode des isohyètes [13]. L'écart entre les trois approches est inférieur à 3%.

L'enneigement a été étudié en détail pour la période 1959-1969. Il varie beaucoup d'une année à l'autre, en durée et en lame d'eau équivalente. Celle-ci est le plus souvent comprise entre 10 et 15% de P annuel [13].

Le tableau 2 ci-dessous résume un certain nombre de valeurs hydrométéorologiques caractéristiques pour l'ensemble du bassin-versant durant les dix années hydrologiques (X-IX) comprises entre 1959 et 1969.

A. Précipitations annuelles	
Moyenne	1531 mm
Maximum (1965-66)	1916 mm
Minimum (1963-64)	1145 mm
Nombre de jours de pluie :	
Moyenne	175
Maximum (65-66)	226
Minimum (63-64)	142
Période sans pluie, maximum (1902-1953)	32 jours
B. Précipitations mensuelles	
Minimum (X.1969)	8 mm
Maximum (XII.1965)	367 mm
C. Précipitations journalières	
Maximum	87 mm

Tableau 2 : A et B Valeurs caractéristiques des précipitations atmosphériques sur le bassin durant la période 1959-1969;
C : durant la période 1902-1953

3 - MORPHOLOGIE

Le bassin-versant est compris entre les deux vallées d'érosion principales du Doubs, au N, et du Val-de-Travers (ou vallée de l'Areuse) au S. L'orientation générale de l'ensemble est SW-NE (figure 1).

La vallée de la Brévine constitue un poljé synclinal évasé caractéristique, dont le fond est compris entre 1050 et 1080 m. Les rebords latéraux culminent vers 1300 m. Au SW, le poljé est relayé structuralement par la vallée des Verrières, descendant vers le Doubs et dont la partie amont, à 940 m, est drainée souterrainement vers la source de l'Areuse. La source elle-même jaillit à 799 m, au fond d'un cirque d'érosion entamant le flanc Nord du Val-de-Travers, lequel aboutit hors de la chaîne jurassienne, au lac de Neuchâtel.

La courbe hypsométrique du bassin met en évidence un relief de haut-plateau ondulé, avec une forte prédominance des altitudes de 950 à 1200 m. Les altitudes maximale, minimale et moyenne sont respectivement 1331 m, 799 m (source) et 1114 m. Tous les éléments morphologiques dominants présentent l'orientation SW-NE.

4 - GEOLOGIE

4.1. RESUME LITHOLOGIQUE (figure 2)

Quaternaire

Dépôts principalement de moraines argileuses ou argilo-graveleuses formant des placages généralement peu épais. Apports éoliens [7]. Formations alluviales mineures. Tourbes.

Tertiaire

Dans le synclinal des Verrières : Molasse marine, Helvétien et Burdigalien supérieur : poudingues, grès, marnes.

Molasse d'eau douce supérieure, Tortonien : calcaires marneux et marnes. Le noyau tertiaire du synclinal de la Brévine est mal connu.

Crétacé inférieur

Epaisseur : 150 à 200 mètres. Série Barrémien-Valanginien : calcaires; marno-calcaires subordonnés; une intercalation marneuse de l'Hauterivien inférieur, 20 mètres.

Malm

- Purbeckien : marno-calcaires, 20 mètres.
- Portlandien-Kimméridgien-Séquanien supérieur : calcaires massifs, 320 à 350 mètre.
- Séquanien inférieur : marno-calcaires, 30 mètres.
- Argovien : complexe marneux et marno-calcaire, 150-200 mètres.

Dogger

Callovien-Bathonien-Bajocien : série calcaire avec intercalations marneuses, n'affleurant pas dans le bassin, 200 mètres.

4.2. STRUCTURE

L'esquisse tectonique de la figure 1 situe le synclinal de la Brévine et son relais au SW par celui des Verrières, dans le cadre structural régional. Les coupes de la figure 3 illustrent l'allure générale, tranquille et relativement peu accentuée du plissement : les synclinaux sont évasés; les anticlinaux montrent une tendance en coffre et présentent quelques chevauchements (incomplètement connus) aux charnières. On ne connaît pas de failles majeures transversales au plissement.

5 - HYDROGEOLOGIE

5.1. L'AQUIFERE

L'aquifère dont dépend la source de l'Areuse est constitué, pour l'essentiel, par la série des calcaires du Malm, affleurant largement (figures 1 et 3). Ceux-ci reposent sur la puissante assise marno-calcaire et marneuse du Séquanien inférieur et de l'Argovien, à laquelle on a attribué initialement le rôle de soubassement imperméable. Le Dogger sous-jacent n'affleurant pas, il est le siège d'une activité hydrogéologique réduite. Cependant, il est susceptible d'avoir des interférences avec le Malm, grâce à des discontinuités hydrauliques reconnues récemment dans l'imperméable qui les sépare. Les aires d'affleurement (figure 1) sont :

Tertiaire-Crétacé	16%	de la surface totale;
Séquanien-Portlandien	83%	" "
Argovien	1%	" "

Dans la zone axiale des deux synclinaux aquifères, les calcaires crétacés sont isolés de ceux du Malm par les 20 mètres de marno-calcaires et marnes du Purbeckien et les 20 mètres de ceux de l'Hauterivien inférieur. A l'échelle du bassin, ces niveaux, intrinsèquement imperméables, sont perforés de place en place (notamment par des entonnoirs de pertes d'eaux superficielles). On ne peut donc pas, du point de vue hydraulique, distinguer des aquifères indépendants dans les calcaires valanginiens, d'une part, hauteriviens-barrémiens, d'autre part. En revanche, les noyaux Crétacé-Tertiaire des synclinaux offrent, entre les points de perte, une certaine protection contre la pollution des eaux souterraines du Malm.

5.2. LIMITES DU BASSIN-VERSANT

Les limites du bassin-versant, telles qu'on les a admises primitivement, sont données principalement par l'affleurement (ou le sub-affleurement) des marnes argoviennes dans la zone faîtière des anticlinaux encadrant au N et au S les synclinaux de la Brévine et des Verrières (figure 1). Les limites transversales au plissement ont été fixées arbitrairement (notamment celle du synclinal des Verrières au SW) sur la base d'essais de coloration, en nombre insuffisant à vrai dire.

Ainsi délimité, le bassin a une forme allongée : 29 km de longueur sur 5.6 km de largeur. Cette disposition confère une importance majeure aux circulations souterraines longitudinales (parallèle aux axes et aux joints de stratification), comme c'est le cas général dans le Jura plissé. Il constitue un ensemble structural cohérent de 128 km², dont la source de l'Areuse devrait constituer l'exutoire unique. Cette hypothèse, sur laquelle reposent toutes les études antérieures, a été contredite par de récents traçages :

- Du colorant introduit dans la section NE du synclinal de la Brévine est réapparu non seulement à la source de l'Areuse, mais aussi à la source du Pont-de-la-Roche, dans le synclinal adjacent du Val-de-Travers [9, 12].
- Du colorant introduit au voisinage de la limite NE présumée du bassin a marqué deux sources éloignées, l'une, la source de l'Arvoux, à 5 km au N, et l'autre, la source de la Noiraigue, à 9 km au S. L'une et l'autre sont les décharges principales de synclinaux extérieurs au bassin de la source de l'Areuse [12].

Ces deux essais démontrent qu'à l'échelle du bassin, le plissement ne détermine pas à lui seul l'écoulement souterrain, mais que des zones fracturées, non identifiées, causent des traversées hydrauliques de l'anticlinal Sud, notamment de la puissante série Séquanien inférieur-Argovien réputée imperméable.

5.3. NIVEAUX DE L'EAU SOUTERRAINE

Les deux synclinaux constituent deux sous-bassins séparés par la remontée de l'Argovien dans l'anticlinal de relais du Cernil. La carte structurale de la surface de l'Argovien [3] met en évidence un seuil de communication souterraine dans la région du Bois-de-l'Halle à la cote de 980 m. Théoriquement, l'eau souterraine du sous-bassin de la Brévine, retenue jusqu'à 980-1010 m en basses eaux, se déverse par ce seuil dans le sous-bassin des Verrières. La courbe de 980 m au toit de l'Argovien dans le synclinal de la Brévine (figure 1) donne l'extension minimum possible de la zone noyée. Le cirque d'érosion dans lequel jaillit la source entame l'Argovien du synclinal des Verrières vers 800 m (figure 3, coupe 2). Cette brèche constitue le niveau de base de l'écoulement souterrain du système. L'extension minimum de la zone noyée, dans ce second synclinal, est donc donnée par l'isoline 800 m (figure 1).

Au cours des périodes de précipitations exceptionnelles ou de fonte rapide de la neige, le niveau de l'eau souterraine s'élève jusqu'à une cote supérieure au fond, à relief inégal, de la vallée de la Brévine. Elle y détermine l'apparition, durant quelques jours, de grands lacs qui peuvent dépasser 10 mètres de profondeur. Ils complètent l'image de poljé karstique de la vallée [1].

5.4. PERMEABILITE ET EMMAGASINEMENT DU MALM AQUIFERE

Plusieurs forages profonds ainsi que deux puits de captage ont été effectués dans la vallée de la Brévine. Tous, sans exception, ont révélé des perméabilités et des porosités efficaces faibles du Malm. Les perméabilités obtenues par pompage varient entre 0.8 et $5.3 \cdot 10^{-7}$ m/s et 1 à $3 \cdot 10^{-6}$ m/s par injection. La moyenne des porosités efficaces, tirées des essais hydrauliques, atteint 4.5 o/oo [10, 13].

Tripet [13], utilisant un modèle analogique électrique et Kiraly et Morel [4], opérant sur un modèle mathématique du bassin, ont constaté que les valeurs ci-dessus, tirées d'essais ponctuels, sont inadéquates pour rendre compte du comportement de la nappe et de la source de l'Areuse. Celui-ci exige l'introduction de perméabilité de l'ordre de 10^{-3} m/s et d'une porosité efficace moyenne de 3.6 o/oo. C'est une spectaculaire démonstration de l'effet d'échelle sur la perméabilité : celle-ci est 1'000 à 10'000 fois plus grande à l'échelle régionale du bassin qu'à l'échelle locale.

L'exécution de deux puits de captage, à la Brévine et à la Chaux-de-Milieu, ont révélé l'existence d'un colmatage presque généralisé des vides karstiques par des argiles anciennes et récentes, les secondes supposées remonter aux périodes glaciaires. Ce colmatage explique les faibles valeurs de perméabilité et d'emménagement mesurées ponctuellement en tous les forages.

Au puits de la Brévine, dans lequel la nappe est pénétrée sur 80 m de profondeur (en basses eaux), le pompage provoque un lent décolmatage par entraînement de particules fines. De ce fait, en l'espace de 12 ans, la transmissivité a presque doublé, passant de 1.98 à $3.8 \cdot 10^{-5}$ m²/s [2].

6 - DEBIT DE LA SOURCE DE L'AREUSE ET BILAN DU BASSIN

6.1. ALIMENTATION

L'alimentation de l'aquifère comporte trois composantes :

- a) Une alimentation concentrée, par des pertes de ruisseaux et du lac des Taillères (1) dans des entonnoirs. Les surfaces de ruissellement superficiel se trouvent surtout dans les fonds de vallée et occupent environ 8 km², soit le 6% du bassin.
- b) Une alimentation concentrée par des cheminées subverticales de la zone non saturée qui agissent comme drains dans le milieu qui est le siège de l'infiltration dispersée.
- c) Une alimentation dispersée (ou distribuée) sur les aires de calcaires affleurants ou subaffleurants, soit sur 120 km² environ (94%).

6.2. DEBITS

Les débits moyens mensuel et annuel pour 1959-1984 sont donnés au tableau 1. Un maximum mensuel a lieu en mars-avril à la fonte de la neige. Les débits moyens journaliers minimum et maximum s'élèvent respectivement à 0.27 m³/s et 51 m³/s.

Les débits classés sont les suivants :

9 jours	23.9 m ³ /s	182 jours	2.71 m ³ /s
18 "	17.6 "	228 "	1.94 "
55 "	8.85 "	274 "	1.44 "
91 "	5.69 "	329 "	1.91 "

Tableau 3 : Débits classés

Reportés sur un graphe : échelle de probabilité - débits en échelle logarithmique, ils s'illustrent par une ligne représentative brisée vers 2.2 m³/s [2]. Pour les débits supérieurs à cette valeur, la rapidité d'accroissement diminue. Cela pourrait signifier qu'à partir de ce débit, un trop-plein entre en activité ailleurs. Ce phénomène se rattacherait à la diffuence révélée par les essais de traçage (cf. 5.2).

6.3. BILAN

Les éléments du bilan pour les 10 années hydrologiques (X-IX) couvrant la période 1959-1969, se résument ainsi [13] :

Aire du bassin		128 km ²
Précipitation	(P)	1523 mm soit 195·10 m ³ /an
Débit de la source	(Q)	1187 mm soit 152·10 m ³ /an
Déficit d'écoulement	(D=P-Q)	336 mm soit 43·10 m ³ /an
Evapotranspiration calculée (tableau 1)		334 mm
Rapport Q/P		78 %

Tableau 4 : Eléments du bilan

(1) Ce petit lac est retenu sur des dépôts quaternaires imperméables et n'a pas d'alimentation par la nappe karstique. Son volume est d'environ $1.8 \cdot 10^{-6}$ m³ et il se décharge dans un entonnoir, à raison de 0.5 à $2.5 \cdot 10^{-6}$ m³/an.

Le déficit d'écoulement D est faible en valeur relative : 22%. Cela trouve son explication partiellement dans le fait que l'infiltration efficace est élevée, en raison de la couverture meuble relativement faible du karst. En outre, le climat froid réduit l'évaporation, ce qu'illustre l'évapotranspiration calculée (334 mm) très proche de D (336 mm) (2).

Cependant, si l'on se rappelle que des décharges auxiliaires, non comptabilisées dans le bilan, interviennent (cf. 6.1), le déficit est, en réalité, encore plus faible. La décharge du bassin devient trop élevée pour les limites qu'on lui assigne. Ces limites doivent être corrigées dans le sens d'un agrandissement (alors que les récents tracés incitent à les rétrécir !) compte tenu du fait que (cf. 5.3) :

- l'Argovien n'a pas une imperméabilité telle que sa géométrie puisse être retenue comme facteur décisif,
- l'aire du bassin-versant varie probablement en fonction de l'état hydrologique.

6.4. REPONSES THERMIQUE ET CHIMIQUE DE LA SOURCE

6.4.1. Température

Le thermogramme de la source, pour la période d'août 1978 à décembre 1979 (figure 4) fait ressortir trois composantes du régime thermique, associées au débit [2] :

1. Un effet saisonnier reflétant les conditions extérieures : un seuil printanier (III-V) causé par l'eau de fonte de la neige; un plafond d'été-automne; des transitions rapides de l'un à l'autre.
2. Des anomalies épisodiques froides et chaudes par impulsions convectives à partir de la surface.
3. L'influence régulatrice du milieu capacitif dans les phases d'alimentation faible ou nulle. La longue période de tarissement de septembre-octobre, se traduit par un échauffement de 7.5 à 7.9°C. Ce comportement thermique n'est pas seulement déterminé par la température de l'eau d'infiltration et par le flux géothermique. L'hydrodynamique particulière, découlant de l'hétérogénéité de la perméabilité du karst, joue un rôle déterminant qui sera exposé ci-dessous avec le chimisme.

On constate que la température dans le réservoir capacitif est moins variable que celle de la source, ainsi qu'il ressort des chiffres suivants :

	Moy.	Min.	Max.	ΔT
Source de l'Areuse	7.6	6.2	9.9	3.7
Forage Clef d'Or	7.1	6.4	7.8	1.4

La température moyenne de la source correspond presque exactement à celle de l'air à l'altitude de celle-ci, soit 800 m.

(2) Pour le bassin de l'Areuse-rivière, dans son ensemble, le déficit d'écoulement s'élève à 437 mm, soit exactement la valeur de l'évapotranspiration réelle calculée par la formule de Turc [1].

6.4.2. Chimie

6.4.2.1. Composition moyenne

La composition moyenne en éléments majeurs et mineurs ainsi que l'écart-type de l'eau de la source d'une part, de l'ensemble des forages de la vallée de la Brévine (tous en milieu à faible perméabilité), d'autre part, est donnée au tableau suivant :

	Dtot mg Ca	TAC CO ₂ /l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Sr ⁺⁺ mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	NO ₃ ⁻⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l
Source										
Areuse	220	211	83	3.5	0.26	1.26	0.84	5.3	2.7	2.4
S	23	20	8	0.8	0.10	0.37	0.21	1.4	0.5	0.5
Forages	248	241	84	8.5	2.74	0.94	0.73	8.4	-	1.8
S	27	21	9	3.4	4.46	0.24	0.30	5.7	-	1.1

Bien que ces chiffres découlent d'un échantillonnage non homogène, ils tendent à illustrer cependant le fait que l'eau souterraine, dans des piézomètres tous situés en zone faiblement perméable, est un peu plus minéralisée que celle de l'exutoire. Les temps de séjour de l'eau dans les blocs peu perméables sont relativement élevés et déterminent des degrés de saturation supérieurs à ceux du réseau karstique (cf. 6.4.2.2).

La très forte prédominance du bicarbonate de calcium a pour conséquence une bonne corrélation entre la dureté totale (Dtot) et la conductibilité de l'eau (K, en μS à 20°C) :

$$Dtot = 0.73 K_{20} + 15 \quad (r = 0.96)$$

6.4.2.2. Variabilité du chimisme

Variation épisodique

La conductibilité électrique donne donc une image très sensible et fidèle de la variation du contenu chimique, en particulier avant, pendant et après une crue. Les figures 5 à 7 illustrent le comportement d'une crue importante, bien individualisée, entre deux périodes de tarissement. Ce comportement correspond en tout point aux déductions théoriques que Kiraly [6] tire de l'analyse d'un milieu à perméabilité hétérogène et à l'alimentation à la fois concentrée et dispersée.

La conductibilité électrique varie avec le débit et met en lumière les phases suivantes (figure 5) :

1. Pendant la montée du débit, la conductibilité reste peu variable, voire augmente légèrement; cela est imputable à l'expulsion d'eau préexistante dans le réseau, notamment dans des branches profondes un peu plus minéralisées. Cette phase reflète la mise en charge rapide du réseau, dès le début de l'alimentation (alimentation concentrée, cf. 6.1).
2. Dans la phase de pointe et de décroissance rapide, la conductibilité chute rapidement et fortement : c'est l'arrivée d'eau fraîche, incomplètement saturée, en raison de sa vitesse élevée et de la

grande section des chenaux. La source est toujours sous l'influence prédominante de l'alimentation concentrée.

3. La minéralisation totale remonte sans délai, rapidement au début, plus lentement ensuite. Elle dénote l'effet de l'arrivée en quantité croissante d'eau à régime plus lent, donc plus minéralisée. Cette eau provient des blocs moins perméables lesquels sont le siège de l'alimentation dispersée.

La minéralisation plus élevée a son origine dans un contact plus intime et plus long avec la roche, permettant la saturation en bicarbonates, mais aussi dans la couverture meuble du karst où a lieu, en été surtout, une concentration non seulement en bicarbonates mais aussi en certains éléments mineurs, Na, K, Mg (?) par exemple [6].

La mise en évidence de ces phases, déjà visibles sur le chronogramme de la conductibilité et du débit est précisée par des représentations graphiques plus spécifiques. La figure 6 donne la teneur en calcium en fonction du débit, au cours du même épisode [5] :

1. Les échantillons 90 à 96 (tarissement précédant la crue, vidange des blocs peu perméables) forment un groupe légèrement étiré. Les teneurs en Ca sont élevées, les débits faibles.
2. Les échantillons 97 à 99 (montée de la crue, mise en charge du réseau) forment un groupe très étiré, parallèle à l'axe des débits. La teneur en Ca augmente légèrement faisant penser à un effet piston.
3. Le saut vertical entre les échantillons 99 à 100 montre l'effet de la dilution : arrivée des infiltrations rapides.
4. Les échantillons 100 à 103 représentent la vidange rapide du réseau.
5. Les échantillons 104 à 123 (vidange des blocs peu perméables, tarissement) forment à nouveau un groupe étiré dans le sens des concentrations.

Une représentation multivariée des échantillons, comportant chacun huit variables, fournit une confirmation de la succession des événements ainsi qu'un phénomène supplémentaire :

La figure 7 donne la position, dans le plan des composantes principales 1 et 2, de tous les échantillons caractérisés par les variables conductibilité, dureté totale, TAC, Ca (axe 1), Mg, Na, K et Sr (axe 2).

1. Les échantillons 90 à 99 forment un groupe assez compact, montrant par là que la composition chimique globale varie relativement peu pendant le tarissement précédant la crue et pendant la montée de la crue. Les valeurs du facteur 2 sont négatives.
2. Le grand saut entre les échantillons 99 et 100 indiquent l'effet de dilution pour toutes les variables.
3. La trajectoire des échantillons 100 à 111 montre l'augmentation de la minéralisation pendant la décrue rapide (100 à 103) et le début du tarissement. La trajectoire se redresse à partir de l'échantillon 109. C'est l'influence de la teneur en Na (augmentant) qui se fait sentir.
4. Durant le long tarissement, les points représentatifs sont regroupés de nouveau. Mais cette fois, les valeurs du facteur 2 sont positives. Ainsi, la composition chimique globale n'est pas la même pour le tarissement précédant la crue que pour celui qui la suit. Cette différence provient des cations influençant le facteur 2 (surtout Na et Mg). Leurs teneurs sont nettement plus élevées pour le long tarissement succédant à la crue que pour le premier, de courte durée.

La concentration en Na, au cours de la période août-décembre 1979 (figure 4) montre une succession d'événements épisodiques majeurs qui estompent fortement une tendance cyclique liée aux alimentations. Le Na, tout en étant soumis à des dilutions épisodiques considérables, a un mode d'acquisition partiellement différent de celui des bicarbonates.

Variations cycliques

Les représentations des figures 6 et 7 illustrent une évolution du chimisme au cours d'un épisode de crue-décru en boucle, tant pour les éléments majeurs que mineurs. Mais ces boucles ne se referment pas, c'est-à-dire que la composition chimique ne revient pas à son état antérieur au cours des étiages successifs (cf. aussi [8]). Puisque à long terme, dans les conditions climatiques actuelles, la composition chimique reste stable, il y a nécessairement une évolution cyclique dans la position des boucles et le chimisme d'étiage. Wexteen [14] a mis en évidence ce phénomène par une approche multivariée. Plus simplement, l'examen comparé des chronogrammes de la conductibilité électrique et du débit (figure 4) en donne une illustration :

L'hydrogramme de la source met en lumière des périodes de fortes recharges durant lesquelles les crues se succèdent rapidement, avant que les étiages ne s'installent. Elles alternent avec des périodes de très faible recharge (automne 1978; juillet-octobre 1979) au cours desquelles les tarissements prédominent.

L'évolution de la conductibilité est caractéristique de ces deux états :

1. Durant l'étiage de l'automne 1978 et celui de l'été 1979, la conductibilité électrique de l'eau se tient à un niveau élevé et relativement peu variable.
2. Durant les périodes de forte recharge mises en évidence par l'hydrogramme : décembre 1978-juin 1979 et octobre-décembre 1979, la conductibilité est plus faible et variable.
3. Des chutes rapides et considérables de la minéralisation ont lieu :
 - sous l'effet de petites crues, au début des périodes de recharge succédant à un étiage prononcé: décembre 1978, août 1979, octobre 1979;
 - sous l'effet de grandes crues hivernales : janvier et mars 1979.
4. Des chutes, relativement faibles, dues à la dilution, ont lieu lors des petites crues de septembre-octobre 1978 (périodes de très faible alimentation) et d'avril-juin 1979 (période de forte alimentation).

6.4.3. Conclusions

La température et surtout la composition chimique globale de l'eau de la source de l'Areuse varient à l'occasion de chaque épisode de crue, sous l'effet d'un mécanisme de dilution particulier. Ce mécanisme est déterminé par l'hétérogénéité des propriétés pétrophysiques et hydrodynamiques du milieu aquifère, ainsi que par l'état de la recharge souterraine. On met en évidence, pour chaque épisode, une boucle de variation du chimisme affectant les éléments majeurs et les éléments mineurs. D'une manière générale, les boucles successives ne se referment pas d'un tarissement à l'autre et elles ne se superposent pas [8]. Elles mettent en évidence l'existence de cycles de variation du chimisme, obéissant à l'alternance des périodes majeures de recharge et de basses eaux. Ce n'est que dans la mesure où ces périodes se succèdent à un rythme saisonnier qu'on peut parler de cycle annuel. Des périodes de forte recharge peuvent avoir lieu en tout moment de l'année.

L'hydrodynamique propre au karst constitue donc le facteur dominant du comportement chimique et thermique. Les phénomènes physico-chimiques associés à l'acquisition de la minéralisation - production de CO_2 par les sols et concentration dans les sols par évapotranspiration (Na, K, Mg ?) - ne font que superposer leur effet à celui de l'hydrodynamique.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- [1] Burger, A. (1959) : Hydrogéologie du bassin de l'Areuse (Jura suisse). Bull. Soc. neuch. Géographie, tome LII, fasc. 1, p. 1-304.
- [2] Burger, A. (1983) : Prospection et captage des eaux souterraines des roches carbonatées du Jura. Gas, Eaux. Eaux usées, Zürich, no 1037, p. 533-583.
- [3] Kiraly, L. (1973) : Notice explicative de la carte hydrogéologique du canton de Neuchâtel. Suppl. Bull. Soc. neuch. Sci. nat., no 96.
- [4] Kiraly, L., Morel, G. (1976) : Etude de la régularisation de l'Areuse par modèle mathématique. Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 1, p. 19-36.
- [5] Kiraly, L., Müller, I. (1979) : Hétérogénéité de la perméabilité et l'alimentation dans le karst : effet sur la variation du chimisme des sources karstiques. Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 3, p. 237-285.
- [6] Kosel, R., Meus, P., Mateo, J., Monroy, I. (1987) : Hétérogénéité de l'infiltration dans le karst : exemple de la Grotte "Ches-le-Brand" (Jura neuchâtelois). Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 7, p. 321-326.
- [7] Kübler, B. (1987) : Minéralogie des suspensions et des colmatages dans les karsts jurassiens : circulation, filtre naturel, interprétation. Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 7, p. 1-12.
- [8] Mudry, I., Kiraly, L., Müller, I. (1979) : Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura suisse et franc-comtois. Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 3, p. 183-221.
- [9] Müller, I., Zötl, J. (1980) : Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz). Steir. Beitr. z. Hydrogeol., Graz, 32, p. 5-100.
- [10] Simeoni, G.P. (1976) : Etude de la perméabilité des formations calcaires du Jura neuchâtelois. Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 1, p. 9-18.
- [11] Schardt, H. (1904) : Origine de la source de l'Areuse (La Doux). Bull. Soc. Neuch. Sci. nat., vol. XXXII, p. 118-139.
- [12] Thierrin, J. (1988) : Essai de coloration aux confins des bassins des sources de l'Areuse, du Pont de la Roche, de la Noiraigue et de l'Arvoux (Jura neuchâtelois). Cavernes, Neuchâtel, no 1, p. 5-8.
- [13] Tripet, J.P. (1972) : Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Matér. Carte géol. Suisse, sér. Hydrologie, 21, 183 p.
- [14] Wexteen, P. (1986) : Relation entre le chimisme et l'hydrogramme de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois, Suisse). Bull. Centre d'Hydrogéol., Neuchâtel, 6, p. 7-25.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 :

Bassin de la source de l'Areuse. Esquisse géologique [13].

Figure 2 :

Coupe stratigraphique d'après Persos, in [13].

Figure 3 :

Profils géologiques. Situation, voir figure 1 [13].

Figure 4 :

Débit, conductibilité électrique et teneur en sodium de la source de l'Areuse, en 1978-79 [8].

Figure 5 :

Hydrogramme, conductibilité et position des échantillons, crue de novembre 1977 [5].

Figure 6 :

Concentration en calcium en fonction du débit, crue de novembre 1977 [5].

Figure 7 :

Représentation en composantes principales des échantillons de la crue de novembre 1977 [5].

BASSIN DE LA SOURCE DE L'AREUSE

Esquisse géologique

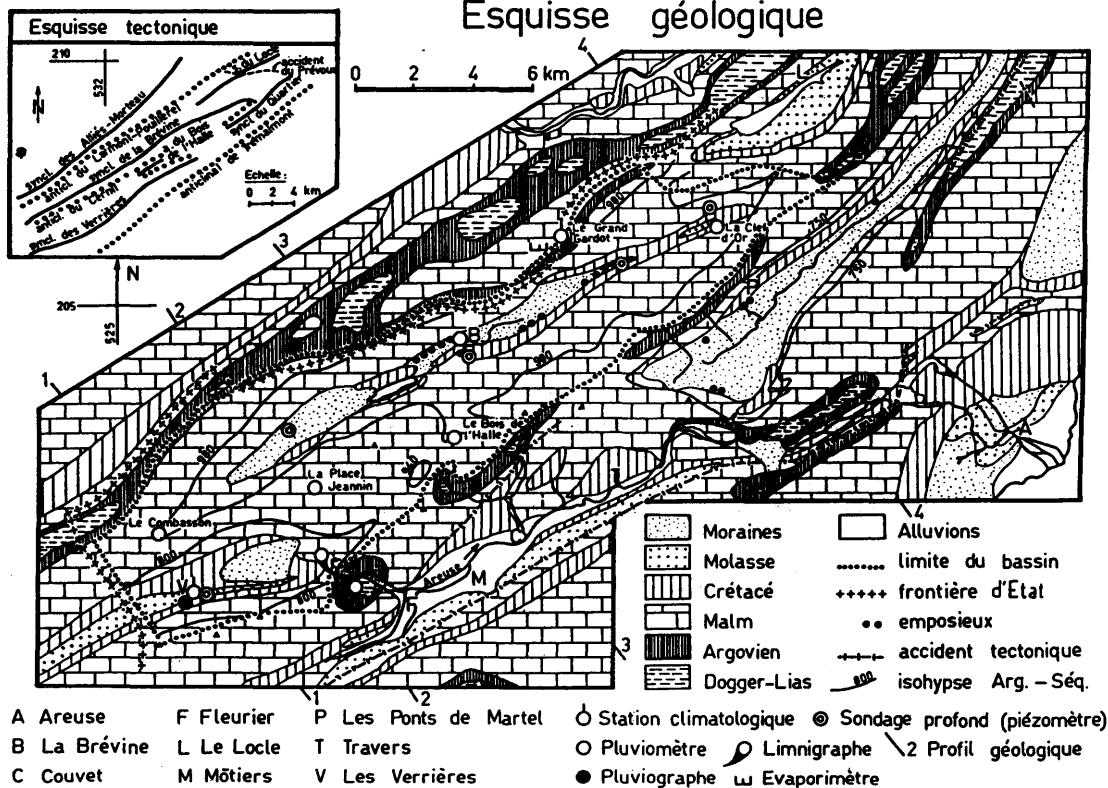


Figure 1 : Bassin de la source de l'Areuse. Esquisse géologique [13]

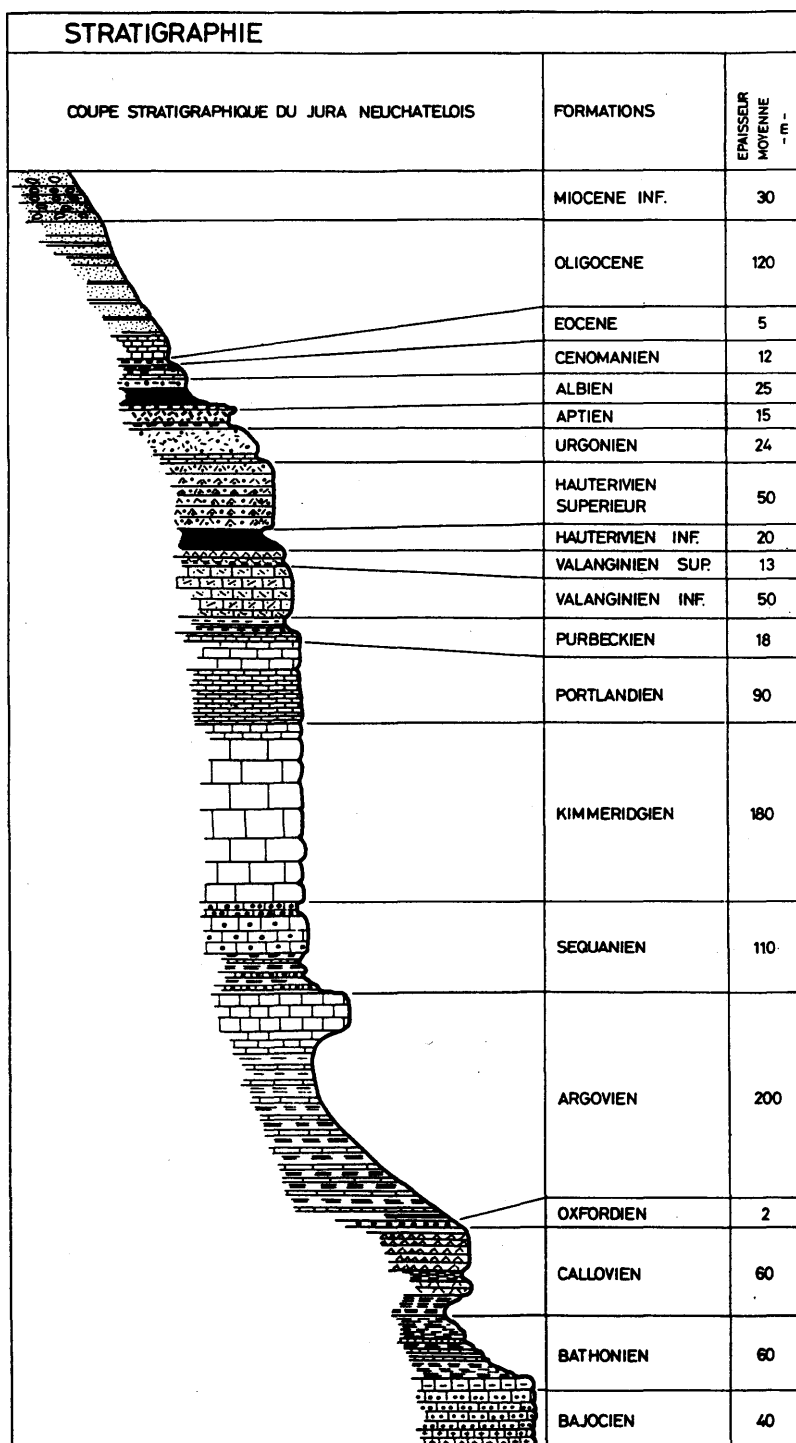
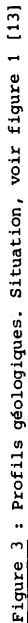


Figure 2 : Coupe stratigraphique d'après PERSOZ [3]



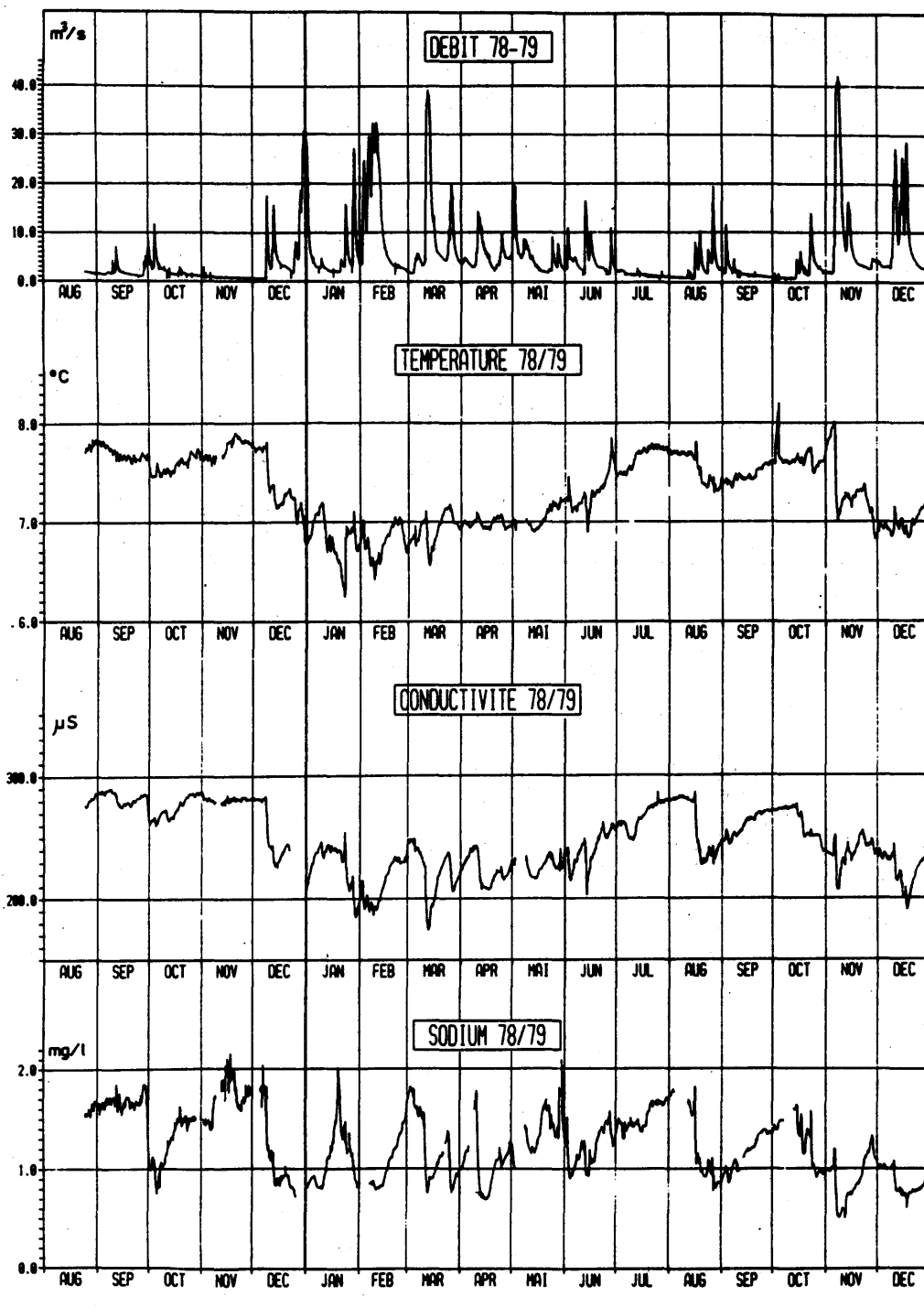


Figure 4 : Débit, conductibilité électrique et teneur en sodium de la source de l'Areuse, en 1978-79 [8]

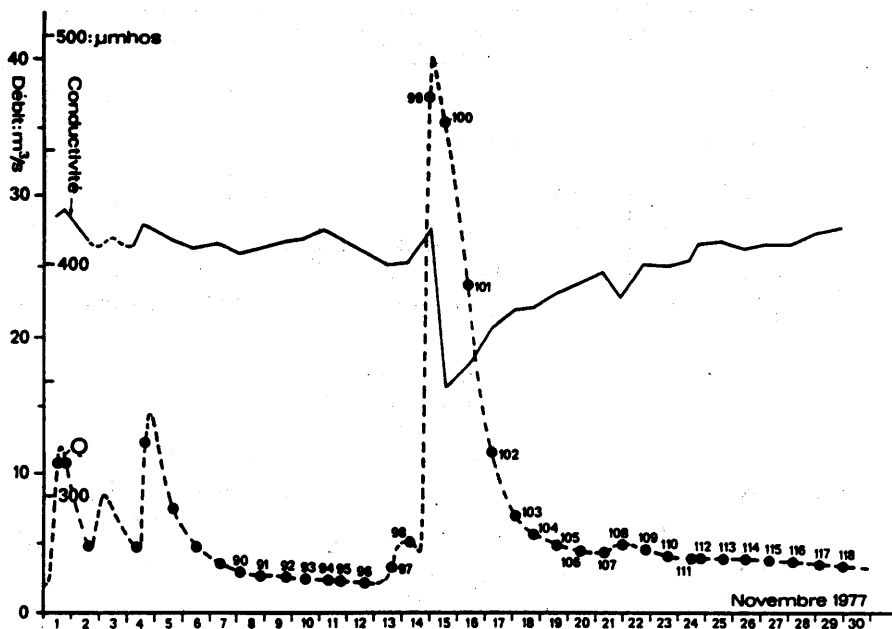


Figure 5 : Hydrogramme, conductibilité et position des échantillons, crue de novembre 1977 [5]

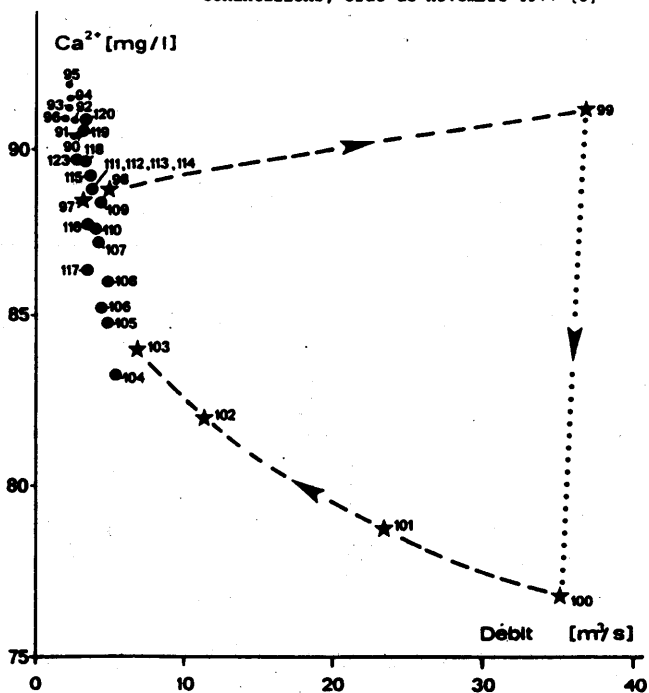


Figure 6 : Concentration en calcium en fonction du débit, crue de novembre 1977 [5]

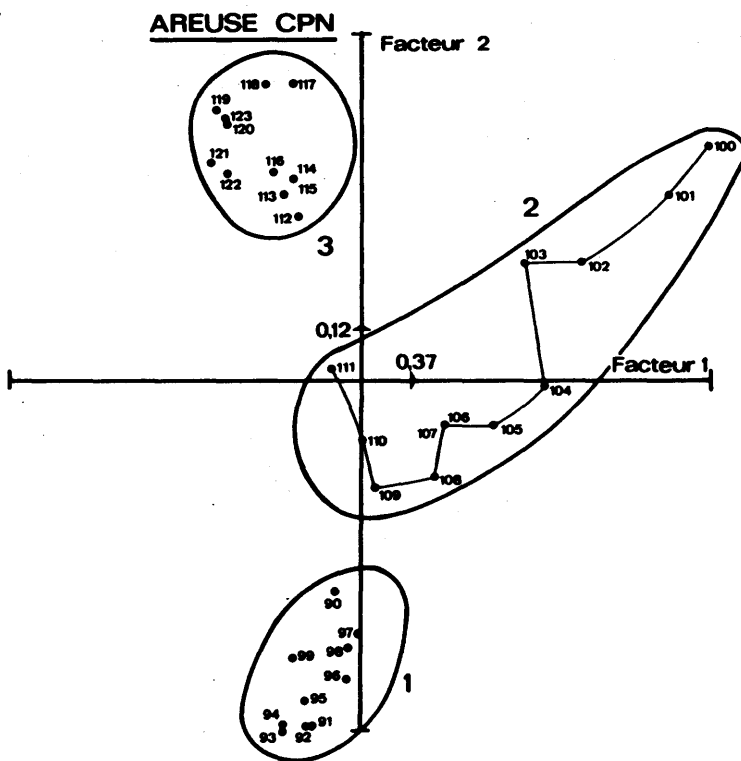


Figure 7 : Représentation en composantes principales
des échantillons de la crue de novembre
1977 [5]

