ACADEMIE DE MONTPELLIER
UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le diplôme de
DOCTORAT D'UNIVERSITE

MECANIQUE, GENIE MECANIQUE, GENIE CIVIL
(Spécialité: SCIENCES DE L'EAU ET AMENAGEMENT)

HYDROGEOLOGIE ET KARSTOGENESE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE (ARDECHE - FRANCE)

par

Philippe GOMBERT

soutenue le 21 décembre 1988 devant le jury composé de:

MM.	**C. BOCQUILLON**	Président
	J. BLANC	Rapporteur
	J. NICOD	Rapporteur
	J. AVIAS	Examinateur
	C. JOSEPH	Examinateur
	G. FABRE	Examinateur

A mes parents et à Régine, je dédie ce travail qui n'aurait pu être mené à son terme sans leur constant appui moral et matériel.

REMERCIEMENTS

Je souhaite en premier lieu remercier chaleureusement le professeur AVIAS qui m'a proposé ce sujet de thèse et qui a dirigé mes recherches avant mon départ pour le TCHAD, puis le professeur BOCQUILLON qui a accepté que je poursuive mes travaux au sein du laboratoire qu'il dirige (LHM) après le départ à la retraite du professeur AVIAS.

Mes remerciements vont ensuite à tous mes correcteurs, dont C. JOSEPH, G. FABRE et les professeurs J. BLANC et J. NICOD, qui m'ont fait l'honneur de participer à mon jury. Je n'oublierai pas J.P. SUC dont l'aide m'a été précieuse en ce qui concerne la paléoclimatologie.

Je suis redevable aux géologues qui ont bien voulu m'accompagner sur mon terrain (J. MEGARD, M. PERRISSOL et C. RODIER), à M. CAUMETTE pour ses analyses chimiques et aux spéléologues qui m'ont guidé dans les sous-sols caverneux (R. COURBIS, F. MOLLE) ou qui m'ont permis de consulter leurs archives (M. RATTIN, R. LAURENT).

Je tiens enfin à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, m'ont tantôt aidé tantôt supporté, à savoir l'ensemble du personnel et des étudiants du LHM.

AVANT-PROPOS

Cette thèse est le fruit de cinq ans de travaux et de réflexions, entrecoupés de deux années d'activité professionnelle au TCHAD, dans le domaine de la recherche d'eau dans le socle: ainsi toute la bibliographie et le travail de terrain, c'est-à-dire l'hydrogéologie du plateau de SAINT-REMEZE et la visite spéléologique des avens et des grottes étudiés, ont entièrement été réalisés et rédigés de Novembre 1983 à Juin 1986. Les deux ans passés outre-mer ont été mis à profit pour développer la réflexion sur le rôle du climat et de la tectonique dans le déclenchement et l'intensité des processus karstogenétiques, ainsi que pour la rédaction des première et troisième parties. De retour en FRANCE, en Septembre 1988, la troisième partie a été revue et corrigée, la conclusion générale rédigée et l'ensemble des figures, tableaux et annexes mis au propre avant de repartir pour une nouvelle mission.

Les longues périodes propices à la réflexion aux confins du SAHEL et l'absence de l'ambiance stimulante d'un laboratoire expliquent certainement l'importance - peut-être démesurée - prise par les synthèses bibliographiques et par les discussions d'arguments, notamment paléoclimatologiques et géomorphologiques, présentées en première partie. L'absence d'un traitement statistique plus poussé des nombreuses données spéléométriques recueillies est également à mettre à ce compte.

L'auteur souhaite cependant que le travail présenté ci-après puisse non seulement contribuer à la connaissance du BAS-VIVARAIS, mais encore s'intégrer - à sa mesure - dans l'approche pluridisciplinaire des phénomènes karstiques.

PLAN

PREMIERE PARTIE
PRESENTATION SYNTHETIQUE DU SECTEUR D'ETUDE.

I - L'ENVIRONNEMENT DU SITE.

A - LES ELEMENTS MORPHOLOGIQUES.

1 - Les reliefs.
2 - Les vallées.
2.1. La vallée du RHONE.
2.2. Le canyon de l'ARDECHE.
2.3. Les principaux affluents.

B - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

1 - Régimes d'écoulement.
2 - Délimitation des bassins versants.
3 - Variabilité des débits.
3.1. L'ARDECHE.
3.2. Le ruisseau de RIMOUREN.

C - LES FACTEURS ECOLOGIQUES.

1 - Le climat.
1.1. Températures.
1.2. Précipitations.
1.3. Paramètres climatiques calculés.
1.3.1. Les principaux indices climatiques.

1.3.2. Evapo-transpiration et bilan hydrique.

2 - Les sols.

2.1. Types et séquences de sols.

2.1.1. Sur calcaire urgonien et argiles résiduelles.

2.1.2. Sur calcaire tendre.

2.1.3. Sur matériel alluvial.

2.1.4. La terra rossa.

2.2. Pédogénèse actuelle.

3 - Le couvert végétal.

4 - Les actions anthropiques.

II - LES DONNEES GEOLOGIQUES.

A - HISTOIRE LITHO-STRATIGRAPHIQUE.

1 - La série crétacé.

1.1. Le Néocomien.

1.2. Le Barrémo-Aptien à faciès urgonien.

1.2.1. Nature.

1.2.2. Epaisseur.

1.2.3. Paléogéographie.

1.3. Les dépôts post-urgoniens.

2 - Les dépôts tertiaires.

2.1. Le Paléogène.

2.1.1. Le Paléocène.

2.1.2. L'Eocène.

2.1.3. L'Oligocène.

2.2. Le Néogène.

2.2.1. Le Miocène.

2.2.2. Le Pliocène.

3 - Les témoins morphologiques quaternaires.

3.1. Les terrasses plio-quaternaires.

3.1.1. La moyenne vallée de l'ARDECHE au sud d'AUBENAS.

3.1.2. La plaine alluviale de VALLON-PONT-D'ARC.

3.1.3. Les lambeaux de terrasses des gorges de l'ARDECHE.

3.1.4. Le RHONE et l'ARDECHE à leur confluence.

3.1.5. Discussion et conclusion.

3.2. La sédimentation en milieu karstique.

3.2.1. La phase de dépôt des "limons rouges".

3.2.2. Les systèmes de concrétions.

3.2.3. Les formations récentes.

B - TECTONIQUE.

1 - Généralités.

1.1. Localisation structurale du BAS-VIVARAIS.

1.2. Les principales structures tectoniques.

2 - La succession des événements orogéniques.

2.1. Le début du cycle alpin.

2.2. La phase fini-crétacée.

2.3. La phase pyrénéo-provençale.

2.3.1. Contexte structural et datation.

2.3.2. Les structures plissées.

2.3.3. Les structures cassantes.

2.4. La phase de distension oligo-miocène.

2.4.1. Contexte structural et datation.

2.4.2. Les structures cassantes.

2.5. La phase rhodanienne ou "phase alpine".

2.5.1. Contexte structural et datation.

2.5.2. Les structures plissées.

2.5.3. Les structures cassantes.

2.6. Les mouvements néotectoniques.

2.6.1. Contexte structural.

2.6.2. Mise en évidence dans le BAS-VIVARAIS et critiques.

2.6.3. Les structures impliquées.

3 - Les zones structurales du plateau de SAINT-REMEZE.

3.1. La zone structurale 1.

3.1.1. Caractéristique.

3.1.2. Comportement tectonique.

3.2. La zone structurale 2.

3.2.1. Caractéristique.

3.2.2. Comportement tectonique.

3.3. La zone structurale 3.

3.3.1. Caractéristique.

3.3.2. Comportement tectonique.

4 - Le paramètre tectonique dans la karstogénèse.

C - PRINCIPAUX EVENEMENTS PALEOCLIMATIQUES.

1 - Introduction.

1.1. Apports de la paléoclimatologie.

1.2. Classification des climats actuels.

2 - Les climats du Crétacé.

3 - Les climats du Tertiaire.

3.1. Le Paléogène.

3.1.1. Le Paléocène.

3.1.2. L'Eocène.

3.1.3. L'Oligocène.

3.1.4. Conclusions.

3.2. Le Néogène.

3.2.1. Le Miocène.

3.2.2. Le Pliocène.

3.2.3. Conclusions.

4 - Les climats du Quaternaire.

4.1. Données régionales.

4.1.1. L'EUROPE occidentale.

4.1.2. Les sédiments océaniques.

4.1.3. Les faunes de rongeurs de FRANCE.

4.1.4. Le Pléistocène d'AQUITAINE.

4.1.5. Le Quaternaire continental marocain.

4.2. Le Quaternaire en ARDECHE.

4.2.1. Les données archéologiques.

4.2.2. Les remplissages karstiques.

4.2.3. Les phénomènes pédogénétiques.

4.2.4. Conclusion.

5 - Le paramètre climatique dans la karstogénèse.

5.1. Choix d'un quantificateur.

5.1.1. La dissolution spécifique.

5.1.2. Le bilan géochimique.

5.1.3. La dissolution maximale potentielle.

5.2. Approche climatique de la karstogénèse actuelle.

5.2.1. Echantillonnage testé.

5.2.2. Corrélation avec les paramètres climatiques.

5.2.3. Discussion sur les résultats.

5.2.4. Intérêt de la dissolution maximale potentielle.

5.3. Application aux paléoclimats.

5.3.1. Quantification des paramètres paléoclimatiques.

5.3.2. Evolution de la dissolution maximale potentielle depuis le Santonien dans le sud de la FRANCE.

5.3.3. Conclusions.

D - APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE DU BAS-VIVARAIS.

1 - Analyse du réseau hydrographique.

1.1. L'ARDECHE.

1.1.1. La pré-ARDECHE.

1.1.2. La paléo-ARDECHE.

1.1.3. Le creusement des gorges.

1.2. Le ruisseau de RIMOUREN.

1.3. Le ruisseau du RIEUSSEC.

1.4. Le ruisseau de SARDAGNE.
1.5. Les reculées.
1.6. Conclusion.
2 - Les surfaces d'aplanissement.
2.1. Localisation.
2.2. Datation.
2.3. Discussion.
2.3.1. Sur le nombre de surfaces.
2.3.2. Sur l'âge des surfaces.
2.3.3. Conclusions.
2.4. Les relations du karst avec les surfaces d'aplanissement.
2.4.1. Localisation géographique des entrées de réseaux.
2.4.2. Répartition des entrées de réseaux par unités morphologiques.
2.4.3. Distribution altitudinale des entrées de réseaux.
2.5. Conclusion.
3 - Analyse sommaire du karst superficiel.
4 - Conclusion.

III - CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE: SYNTHESE DES GRANDES ETAPES KARSTOGENETIQUES POST-URGONIENNES DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

A - LES FACTEURS KARSTOGENETIQUES.
B - L'INFLUENCE DE LA TECTONIQUE.
1 - Les grands évènements tectoniques.
2 - Activité karstogénétique potentielle.
C - LE ROLE DU NIVEAU DE BASE KARSTIQUE.
D - LES SURFACES D'APLANISSEMENT.
E - SYNTHESE DE LA PREMIERE PARTIE.

DEUXIEME PARTIE
HYDROGEOLOGIE DU PLATEAU DE SAINT-REMEZE

I - CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES EAUX.

A - LES DIFFERENTS TYPES D'EAUX.

1 - **Comparaison des diagrammes semi-logarithmiques.**
2 - **Analyse en composantes principales.**
  2.1. Résultats globaux.
  2.2. Le groupe des eaux karstiques "mixtes".
  2.3. Les cours d'eau autochtones.
  2.4. Les cours d'eau allochtones.

B - CLASSIFICATION ET REPARTITION SPATIALE DES PARAMETRES HYDROGEOCHIMIQUES.

1 - **Température.**
2 - **Conductivité.**
  2.1. Eaux de surface et de subsurface.
  2.2. Eaux karstiques.
3 - **Calcium et bicarbonates.**
4 - **Magnésium et sulfates.**
  4.1. Le magnésium.
  4.2. Les sulfates.
5 - **Potassium.**
6 - **Chlorures.**
7 - **Sodium.**
8 - **pH et ΔpH.**
9 - **pCO_2 équilibrante.**

10 - Conclusions.

10.1. Signification des paramètres physico-chimiques.

10.2. Caractérisation des principaux types d'eaux superficielles.

10.3. Circulations karstiques.

10.3.1. Les eaux karstiques mixtes.

10.3.2. Les eaux karstiques pures.

10.4. Premiers éléments pour la distinction de bassins hydrogéologiques.

C - EVOLUTION DANS LE TEMPS DES PRINCIPAUX MARQUEURS PHYSICO-CHIMIQUES AUX SOURCES DE TOURNE.

1 - Localisation des sources de TOURNE.

2 - Evolution de la température et de la conductivité.

2.1. Température.

2.2. Conductivité.

3 - Résultats physico-chimiques du pompage d'essai.

3.1. Température.

3.2. Conductivité.

3.3. Calcium et chlorures.

3.4. Conclusion.

4 - Suivi d'un petit épisode de crue.

4.1. Température.

4.2. pH.

4.3. Conductivité.

4.4. Calcium et chlorures.

4.5. Conclusion.

II - HYDRODYNAMIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

A - RAPPEL DU CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE.

B - LIAISONS CORRELATIVES ENTRE LES DEBITS AUX DEUX PRINCIPAUX EXUTOIRES.

1 - Estimation des débits.

1.1. Au GOUL DU PONT.

1.2. Au GOUL DE LA TANNERIE.

2 - Débits moyens journaliers au GOUL DU PONT.

3 - Débits moyens mensuels aux deux exutoires.

C - PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SYSTEME KARSTIQUE.

1 - Résultats du pompage d'essai.

1.1. Résultats au forage de pompage.

1.2. Résultats aux piézomètres.

1.3. Hypothèses sur les conditions aux limites.

1.3.1. Limite Nord.

1.3.2. Limite Est.

2 - Analyse des courbes de récession.

2.1. Formule de MAILLET.

2.2. Formule de MANGIN.

3 - Corrélogrammes des débits moyens journaliers.

4 - Résultat des opérations de traçage.

4.1. Présentation des expériences.

4.1.1. Sur le plateau de SAINT-REMEZE.

4.1.2. Sur le plateau du BOIS DE RONZE.

4.2. Rôle hydrogéologiques des structures tectoniques.

4.2.1. La structure majeure brachy-anticlinale.

4.2.2. Les accidents du faisceau cévenol.

4.2.3. Les failles N 140 à N 160.

4.2.4. Conclusion.

4.3. Superficie estimée du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

D - ESSAI DE QUANTIFICATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

1- Formulation du bilan.

2 - Bilan des entrées.

2.1. Ruissellement.

2.2. Précipitations totales.

2.3. Précipitations efficaces.

3 - Bilan des sorties.

3.1. Volumes écoulés et pompés aux exutoires.

3.2. Réserves karstiques mobilisables.

4 - Résultats des bilans et discussion.

III - CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE.

A - RAPPEL GEOLOGIQUE.

B - MISE EN EVIDENCE D'UN EPIKARST.

C - CONDITIONS AUX LIMITES.

D - LES SOURCES DE TOURNE.

E - SUPERFICIE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

TROISIEME PARTIE
KARSTOGENESE ET EVOLUTION DE QUELQUES RESEAUX KARSTIQUES DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

I - INTRODUCTION A L'ETUDE.

A - DEFINITION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES.

B - SYNTHESE DES GRANDES ETAPES KARSTOGENETIQUES.

1 - Karstification précoce intra-urgonienne.
2 - Karstification sénonienne.
3 - Karstification éocène.
4 - Karstification oligocène.
5 - Karstification miocène.
6 - Karstification plio-quaternaire.

C - ESSAI DE CARACTERISATION TECTONIQUE DES PHASES KARSTOGENETIQUES.

1 - Structure des aquifères fissurés et karstification.
2 - Exemples régionaux de relations entre fracturation et karstification.
  2.1. Le BAS-VIVARAIS calcaire.
  2.2. Le HAUT-VIDOURLE.
  2.3. Les CAUSSES du LOT et de l'AVEYRON.
3 - Calcul d'un indice tectonique.

II - APPROCHE MORPHOGENETIQUE DU KARST.

A - DECOUPAGE ET CODAGE DES GALERIES.

1 - **Principe de continuité.**
2 - **Choix d'une méthode de codage.**
3 - **Application à un réseau karstique fictif.**

B - CHOIX DES PARAMETRES MORPHOGENETIQUES.

1 - **Paramètres mesurés.**
2 - **Paramètres calculés.**
3 - **Indice morphométrique.**

C - PRESENTATION ET ANALYSE DES RESEAUX.

1 - **La grotte de SAINT-MARCEL.**
1.1. Description.
1.2. Analyse globale du réseau.
1.3. Distinction d'un réseau supérieur et inférieur.
1.3.1. Discussion sur les altitudes de réseaux.
1.3.2. Discussion sur les directions de galeries.
1.4. Datation des réseaux.
1.4.1. Réseau supérieur.
1.4.2. Réseau inférieur.
1.4.3. Essai de quantification des débits nécessaires.
1.5. Conclusion.
2 - **Les réseaux de FOUSSOUBIE.**
2.1. Description.
2.2. Analyse globale des réseaux.
2.3. Distinction d'un rééseau supérieur, moyen et inférieur.
2.3.1. Découpage altitudinal.
2.3.2. Analyse des directions de galeries.
2.4. Analyse des conditions paléoclimatiques.
2.4.1. Potentiels karstogénétiques des paléoclimats.

2.4.2. Essai de quantification des débits nécessaires.

2.5. Chronologie du creusement des réseaux.

3 - La grotte des SABLES D'ARGENT.

3.1. Description.

3.2. Analyse du réseau.

3.3. Conclusion et datation.

4 - Le réseau du GOUL DE LA TANNERIE.

4.1. Description.

4.2. Analyse du réseau et datation proposée.

5 - La grotte de la PASCALOUNE.

5.1. Description.

5.2. Analyse du réseau.

5.3. Conclusion et datation.

6 - La perte "-33" du ruisseau de RIMOUREN.

6.1. Description.

6.2. Analyse du réseau.

6.3. Conclusion et datation.

7 - Le TROU DU SERPENT.

7.1. Description.

7.2. Analyse du réseau et datation proposée.

8 - L'aven ROCHAS.

8.1. Description.

8.2. Analyse des altitudes de réseaux et datation.

8.3. Analyse des directions de karstification.

9 - L'aven de la VIGNE-CLOSE.

9.1. Description.

9.2. Analyse des directions de karstification.

9.3. Distinction de trois réseaux étagés.

9.4. Conclusion et datation.

III - CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE: CHRONOLOGIE ET CARACTERISATION DES ETAPES DU CREUSEMENT KARSTIQUE.

A - ADOPTION D'UNE CHRONOLOGIE RELATIVE.

1 - Synthèse des données altitudinales.
2 - Intérêt et évolution des paramètres calculés.
2.1. Volume karstifié.
2.3. Diamètre et indice RLH.
2.4. Indices tectoniques.

B - INFLUENCE DES FLUCTUATIONS EUSTATIQUES SUR LA KARSTIFICATION.

1 - La régression messinienne.
2 - L'ingression pliocène.
3 - Comparaison des vitesses de creusement fluviatile et karstique avec le taux d'érosion karstique.

CONCLUSION GENERALE SUR LE KARST DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

I - LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

II - HISTOIRE GEOLOGIQUE DES CENT DERNIERS MILLIONS D'ANNEES.

III - HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE ACTUELLE.

A - L'EPIKARST ET LE KARST PROFOND.

B - LE BASSIN VERSANT DES SOURCES DE TOURNE.

IV - LES OUTILS DE DATATION DISPONIBLES.

A - LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE.

B - LES RELATIONS DU KARST AVEC LA FRACTURATION.

C - LE ROLE DES SURFACES D'APLANISSEMENT.

D - LA CORRELATION AVEC LES TERRASSES ALLUVIALES.

V - LES PRINCIPALES PHASES DE KARSTIFICATION MISES EN EVIDENCE.

VI - LE MILIEU KARSTIQUE A TRAVERS L'EXEMPLE DU BAS-VIVARAIS.

LISTE DES FIGURES

1 - Localisation géographique du BAS-VIVARAIS calcaire.
a - Le département de l'ARDECHE.
b - Le BAS-VIVARAIS et le secteur d'étude.

2 - Carte hypsométrique du BAS-VIVARAIS calcaire.

3 - Le réseau hydrographique du BAS-VIVARAIS calcaire.

4 - Pertes et alimentations du ruisseau de RIMOUREN-LA CONCHE et de ses affluents.

5 - Topographie et chaines de sols.
a - Séquence sur calcaire urgonien et terra rossa.
b - Séquence sur marno-calcaires.

6 - Schéma géologique du BAS-VIVARAIS.

7 - Le Néocomien dans le forage profond DP1 de VALLON-PONT-D'ARC.

8 - Logs stratigraphiques des coupes de référence du plateau de SAINT-REMEZE.

9 - Extension maximale de la plate-forme urgonienne ardéchoise au Bédoulien.

10 - Essai d'application du modèle DORAG au niveau dolomitique de la DENT DE REZ.

11 - Interprétation paléogéographique de la bordure nord-ouest de la plate-forme urgonienne ardéchoise.

12 - Structures vésiculeuses (keystone-vugs) dans un sédiment bioclastique.
a - Urgonien de PROVENCE.
b - Urgonien d'ARDECHE.

13 - Le Pliocène dans le sondage DP1 de PIERRELATTE.

14 - Le réseau hydrographique rhodanien pré-pliocène.

15 - Le bassin de PIERRELATTE.

16 - Evolution du profil en long de l'ARDECHE au Plio-Quaternaire.

17 - Niveaux de terrasses de la moyenne vallée du RHONE.

18 - Bloc-diagramme des terrasses rhodaniennes autour de BOURG-SAINT-ANDEOL.

19 - La surface alluviale villafranchienne dans la moyenne vallée du RHONE.

20 - Les remplissages successifs de la grotte de SAINT-MARCEL.
a - Schéma synthétique.
b - Comparaison minéralogique des sols rouges post-villafranchiens et des remplissages karstiques.

21 - Schéma tectonique du BAS-VIVARAIS calcaire.

22 - Coupes sériées à travers le plateau de SAINT-REMEZE.

23 - Représentation schématique de l'évolution de la fracturation du BAS-VIVARAIS lors des diverses phases tectoniques.

24 - La subsidence dans le BAS-VIVARAIS à l'Oligo-Miocène.

25 - Les grandes zones structurales du BAS-VIVARAIS.

26 - Influence du jeu ou du rejeu des fractures sur la karstification.

27 - Directions de karstification des réseaux du BAS-VIVARAIS calcaire.
  a - Réseau supérieur de la grotte de SAINT-MARCEL.
  b - Réseau du GOUL DE LA TANNERIE (BOURG-SAINT-ANDEOL).

28 - Les paléo-températures du Crétacé marin d'EUROPE.

29 - Les paléo-températures moyennes annuelles au Tertiaire.

30 - Synthèse paléoclimatologique du Plio-Quaternaire.

31 - Evolution synthétique des conditions paléoclimatiques dans le sud de l'ARDECHE au Quaternaire.

32 - Durée respective des principales tendances climatiques du Quaternaire en ARDECHE.

33 - Taux bruts de dissolution spécifique actuelle dans les karsts du sud méditerranéen français.

34 - La dissolution karstique en fonction de la pluviosité dans le monde.

35 - Les principaux agents de corrosion contribuant à l'érosion karstique des calcaires.
  a - Répartition globale dans le monde.
  b - Répartition détaillée par zones climatiques.

36 - Gamme de pCO_2 des sols des principales régions karstiques de FRANCE.

37 - la courbe de TILLMANS à la température de 10 °C.

38 - Distribution de la dissolution maximale potentielle en fonction de l'indice d'aridité.

39 - Evolution de la dissolution maximale potentielle au cours des temps géologiques.

40 - L'ARDECHE actuelle et la pré-ARDECHE.

41 - Analyse du profil en long du ruisseau de RIMOUREN.
- a - Le profil en long et ses principaux ressauts.
- b - Hypothèse d'un creusement en trois cycles.
- c - Hypothèse d'un creusement en deux cycles.

42 - Les vallées sèches de FOUSSOUBIE et du RIEUSSEC.

43 - Les réseaux des sources de TOURNE vus en coupe.

44 - Hypothèses de creusement et d'ouverture des réseaux des sources de TOURNE.
- a - Quaternaire ancien ou moyen.
- b - Actuel.

45 - Profil en long du ruisseau de SARDAGNE.

46 - Relations des cours d'eau de la bordure rhodanienne avec la tectonique.

47 - Série de profils topographiques à travers le plateau de SAINT-REMEZE.

48 - Les relations de la haute surface d'aplanissement avec la structure géologique au niveau de l'anticlinal de SAINT-VINCENT-DE-GRAS.

49 - Cartographie des surfaces d'aplanissement et des phénomènes karstiques du BAS-VIVARAIS calcaire.

50 - Coupe interprétative du réseau de FOUSSOUBIE.

51 - Cadre géographique des réseaux de la région d'ORGNAC.

52 - Répartition altitudinale des entrées de réseaux.

53 - Tracé schématique du cours actuel de l'ARDECHE dans la traversée des gorges.

54 - Répartition des entrées de réseaux par tranche de 2 km de part et d'autre de l'axe de l'ARDECHE.

55 - Distribution des entrées de réseaux en fonction de leur altitude et de leur distance à l'ARDECHE (rives droite et gauche confondues).

56 - Localisation des points d'eau échantillonnés.

57 - Diagrammes d'analyses semi-logarithmiques des principales familles d'eaux du plateau de SAINT-REMEZE (prélèvements de mars-avril 1984).

58 - Analyse en composantes principales de la géochimie des eaux prélevées en mars-avril 1984 (plan factoriel I-II).

59 - Répartition des températures.

60 - Répartition des conductivités.

61 - Répartition du calcium.

62 - Répartition des bicarbonates.

63 - Répartition du magnésium.

64 - Répartition des sulfates.

65 - Répartition du potassium.

66 - Répartition des chlorures.

67 - Répartition du sodium.

68 - Répartition du pH.

69 - Répartition du ΔpH.

70 - Répartition de la pCO_2 équilibrante.

71 - Résultats des jaugeages différentiels d'août 1983.

72 - Mesures de température et de conductivité au GOUL DE LA TANNERIE et contexte climatique.

73 - Histogrammes de fréquence des conductivités aux sources de TOURNE et au forage SR1-84.

a - A l'échelle d'un cycle hydrologique moyen.

b - Au forage SR1-84 pendant le pompage d'essai.

c - Au GOUL DE LA TANNERIE lors de la crue du 5 au 8 avril 1985.

d - Au GOUL DU PONT lors de la crue du 5 au 8 avril 1985.

74 - Paramètres physico-chimiques mesurés lors du pompage d'essai de septembre 1984 au forage SR1-84.

75 - Evolution des paramètres physico-chimiques des eaux au cours de la crue des 6 et 7 avril 1985.

76 - Evolution du débit moyen journalier au GOUL DU PONT d'avril 1983 à septembre 1984.

77 - Courbe approximative de tarage du GOUL DE LA TANNERIE.

78 - Courbe moyenne des débits classés au GOUL DU PONT (1983-1985).

79 - Relations entre les débits aux deux exutoires de TOURNE.

80 - Plan de situation du forage SR1-84 et des piézomètres suivis lors du pompage d'essai de septembre 1984.

81 - Rabattements à la descente dans le forage SR1-84.

a - En coordonnées arithmétiques.

b - En coordonnées semi-logarithmiques.

c - Courbe caractéristique après 6 heures de pompage.

82 - Observations sur les piézomètres éloignés.

83 - Rabattements à la descente dans les forages F5 et LAFFONT.

84 - Limites probables du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE en bordure du RHONE et de l'ARDECHE.

85 - Hydrogramme de crue du 07.06.84 au GOUL DU PONT et interprétation du tarissement par la formule de MAILLET.

86 - Evolution du volume dynamique écoulé pendant l'étiage en fonction du temps.

87 - Interprétation des décrues observées aux sources de TOURNE par la méthode de MANGIN.

88 - Classification des systèmes karstiques selon la nomenclature de MANGIN.

89 - Corrélogramme des débits moyens journaliers au GOUL DU PONT d'avril 1983 à août 1985.

90 - Synthèse des opérations de traçage sur le plateau de SAINT-REMEZE.

91 - Courbes de restitution de la fluorescéine aux sources de TOURNE lors du traçage du réseau souterrain de la PASCALOUNE le 23.06.84.

92 - Les expériences de traçage sur le plateau de SAINT-REMEZE dans leur contexte géologique.

93 - Eléments pour le calcul de la lame d'eau précipitée sur le bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

94 - Débit moyen au GOUL DU PONT en fonction des précipitations.

95 - Bloc-diagramme schématique du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

96 - Bilan hydrologique annuel aux sources de TOURNE.

a - Cycle 1983-84.

b - Cycle 1984-85.

97 - Fondements géologiques du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

98 - Géographie du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

99 - Zones de vulnérabilité du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

100 - Exemple d'application du principe de continuité.

101 - Configuration de codage d'un réseau.

a - Réseau hydrographique du modèle RERAM.

b - Codage d'un réseau hydrographique.

c - Plan du réseau karstique fictif.

d - Schéma directeur de codage du réseau karstique fictif.

102 - Plan de situation des réseaux étudiés.

103 - Plan et coupe de la grotte de SAINT-MARCEL.

104 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries de SAINT-MARCEL.

105 - Répartition altitudinale des galeries de SAINT-MARCEL.

106 - Développement comparé des réseaux supérieur et inférieur de SAINT-MARCEL.

107 - Plans et coupes des réseaux de FOUSSOUBIE.

108 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries de FOUSSOUBIE.

109 - Répartition altitudinale des galeries de FOUSSOUBIE.

110 - Développement comparé des réseaux supérieur, moyen et inférieur de FOUSSOUBIE.

111 - Plan et coupe de la grotte des SABLES D'ARGENT.

112 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries des SABLES D'ARGENT.

113 - Répartition altitudinale des galeries des SABLES D'ARGENT.

114 - Développement comparé des réseaux supérieur et inférieur des SABLES D'ARGENT.

115 - Plan et coupe du GOUL DE LA TANNERIE.

116 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries du GOUL DE LA TANNERIE.

117 - Répartition altitudinale des galeries du GOUL DE LA TANNERIE.

118 - Plan et coupe de la grotte de la PASCALOUNE.

119 - Répartition altitudinale des galeries de PASCALOUNE.

120 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries de PASCALOUNE.

121 - Développement comparé des réseaux supérieur, moyen-haut, moyen-bas et inférieur de PASCALOUNE.

122 - Plan et coupe du réseau "-33".

123 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries du réseau "-33".

124 - Répartition altitudinale des galeries du réseau "-33".

125 - Plan et coupe du TROU DU SERPENT.

126 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries du TROU DU SERPENT.

127 - Répartition altitudinale des galeries du TROU DU SERPENT.

128 - Développement comparé des réseaux supérieur, moyen et inférieur du TROU DU SERPENT.

129 - Plan et coupe de l'aven ROCHAS.

130 - Répartition altitudinale des galeries de l'aven ROCHAS.

131 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries de l'aven ROCHAS.

132 - Développement comparé des réseaux supérieur, moyen-haut, moyen-bas et inférieur de l'aven ROCHAS.

133 - Plan et coupe de l'aven de la VIGNE-CLOSE.

134 - Répartition directionnelle des dimensions de galeries de l'aven de la VIGNE-CLOSE.

135 - Répartition altitudinale des galeries de l'aven de la VIGNE-CLOSE.

136 - Importance relative des paliers de creusement karstique du BAS-VIVARAIS calcaire.

137 - Le creusement du canyon de l'ARDECHE et des réseaux karstiques associés en fonction de l'épaisseur théorique de calcaire dissout.

LISTE DES TABLEAUX

I - Données géographiques sur le BAS-VIVARAIS calcaire.

II - Calcul des principaux indices climatiques sur le secteur d'étude.

III - Organisation de la plate-forme urgonienne ardéchoise.

IV - Essai d'évaluation de l'épaisseur des matériaux nécessaires à la genèse des sols sur les principaux niveaux de terrasses rhodaniennes.

V - Gammes d'altitude des témoins géomorphologiques plio-quaternaires de la vallée de l'ARDECHE.

a - Altitudes absolues.

b - Altitudes relatives.

VI - Comportement des principales familles de fractures dans chaque zone structurale au cours des trois phases tectoniques du BAS-VIVARAIS.

a - Orientation des fractures à jeu ou à rejeu constant.

b - Orientation des fractures à jeu ou à rejeu spécifique.

VII - La classification de KOPPEN.

VIII - Caractéristiques moyennes des climats mondiaux.

IX - Les paramètres paléoclimatiques d'EUROPE centrale au Tertiaire.

X - Corrélations climato-stratigraphiques entre l'EUROPE du Nord et la les zones polliniques de MEDITERRANEE nord-occidentale au Plio-Pleistocène.

XI - L'AQUITAINE au Pléistocène.

XII - Corrélations des dépots continentaux marocains avec les formations glaciaires européennes.

XIII - Paléoclimatologie du Quaternaire d'ARDECHE d'après l'étude des gisements préhistoriques.

XIV - Incertitudes relatives sur les calculs de dissolution spécifique d'après la formule de P.W. WILLIAMS.

XV - Pressions partielles en CO_2 des sols de régions carbonatées.

XVI - Données nécessaires au calcul des constantes de l'équilibre calco-carbonique.

XVII - Comparaison de quelques valeurs de dissolution maximale potentielle et de dissolution spécifique dans le MIDI méditerranéen français.

XVIII - Essai de corrélation de la dissolution maximale potentielle avec les paramètres climatiques.

XIX - Exemples de valeurs de dissolution maximale potentielle pour un même indice d'aridité sous différents climats.

XX - Valeurs moyennes de l'indice d'aridité et de la dissolution maximale potentielle pour les grands types climatiques et paléoclimatiques.

a - Valeurs moyennes de l'indice d'aridité pour les climats actuels.

b - Indice d'aridité et dissolution maximale potentielle correspondante pour les conditions paléoclimatiques rencontrées.

XXI - Répartition des phénomènes karstiques hypogés (PKH) dans le BAS-VIVARAIS calcaire.

a - Nombre total de PKH.

b - Superficie des différentes unités morphologiques.

c - Densité de PKH.

XXII - Répartition des dolines dans le BAS-VIVARAIS calcaire.

XXIII - Comparaison des indices de karstification de différentes régions du sud de la FRANCE.

XXIV - Les grandes périodes tectoniques du BAS-VIVARAIS depuis le Santonien et leur influence probable sur la karstogenèse.

XXV - Synthèse des principales étapes karstogénétiques dans le BAS-VIVARAIS calcaire.

XXVI - Liste et altitude des points d'eau échantillonnés sur le plateau de SAINT-REMEZE.

XXVII - Principaux paramètres de la distribution de fréquence des eaux karstiques en fonction de l'élément physico-chimique considéré.

XXVIII - Composition chimique théorique des eaux karstiques mixtes (en mélange 1/1 avec les eaux de l'ARDECHE) et comparaison avec la source de RICHEMALE.

XXIX - Température moyenne atmosphérique au cours du pompage d'essai de septembre 1984.

XXX - Hypothèses sur les temps de transit au forage des eaux météoriques au cours du pompage d'essai.

XXXI - Précipitations du 5 au 8 avril 1985.

XXXII - Résultats du pompage de septembre 1984 d'après la méthode de JACOB.

XXXIII - Analyse des courbes de récession aux sources de TOURNE de 1983 à 1985 par la méthode de MAILLET.

XXXIII - Analyse des courbes de récession aux sources de TOURNE de 1983 à 1985 par la méthode de MAILLET.

XXXIV - Calcul des paramètres de la formule de MANGIN pour plusieurs crues.

XXXV - Résultats des opérations récentes de traçage en rive gauche de l'ARDECHE.

XXXVI - Lieux de pose et fréquences de prélèvement des fluocapteurs lors de la coloration du ruisseau d'IMBOURG.

XXXVII - Variation de la valeur des précipitations efficaces en fonction de la réserve utile à BOURG-SAINT-ANDEOL et LARNAS.

XXXVIII - Bilan des entrées et sorties du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE au cours des cycles 1983-84 (a) et 1984-85 (b).

XXXIX - Présentation des réseaux karstiques étudiés.

XL - Découpage et caractéristiques des réseaux étudiés.

XLI - Altitude et développement des paliers de creusement karstique.

XLII - Eléments de datation des paliers de creusement karstique du BAS-VIVARAIS.

XLIII - Synthèse altitudinale des paliers de creusement karstique du BAS-VIVARAIS.

XLIV - Estimation de l'importance des creusements à partir des données des réseaux karstiques et du canyon.

LISTE DES ANNEXES

I.1. Températures mensuelles moyennes.

I.2. Précipitations mensuelles et moyennes.

I.3. Bilan hydrique par la méthode de THORNTHWAITE.

I.4. Paramètres climatiques moyens annuels et dissolution maximale potentielle dans 176 stations météorologiques mondiales.

I.5. Paramètres de calcul de la DMP au cours des âges.

II.1. Analyses d'eaux du plateau de SAINT-REMEZE.

II.2. Températures instantanées aux sources de TOURNE.

II.3. Mesures de conductivité aux sources de TOURNE.

II.4. Analyses et mesures physico-chimiques in situ lors du pompage d'essai de septembre 1984.

Débit et paramètres physico-chimiques aux sources de TOURNE lors de la crue du 4 au 8 avril 1985:

II.5. AU GOUL DU PONT.

II.6. AU GOUL D LA TANNERIE.

II.7. Débits classés au GOUL DU PONT de 1983 à 1985.

III.1. Classement directionnel des réseaux.

III.2. Classement altitudinal des réseaux.

PREMIERE PARTIE

PRESENTATION SYNTHETIQUE DU SECTEUR D'ETUDE

I - L'ENVIRONNEMENT DU SITE.

L'ancienne région du VIVARAIS, développée autour de sa capitale, VIVIERS, correspond à l'actuel département de l'ARDECHE (voir figure 1.a). Schématiquement, elle peut être scindée en une frange occidentale montagneuse (les MONTS DU VIVARAIS) et une zone orientale, formée de collines, de plateaux et de plaines alluviales (le BAS-VIVARAIS), bordant la vallée du RHONE. Le "BAS-VIVARAIS CALCAIRE", objet de notre étude, s'étend au sud du massif volcanique des COIRONS, entre la ville d'AUBENAS et les gorges de l'ARDECHE, en limite du département du GARD (voir figure 1.b et tableau I).

A - LES ELEMENTS MORPHOLOGIQUES.

Le secteur dont il sera question tout au long de ce travail s'inscrit dans le périmètre de la feuille BOURG-SAINT-ANDEOL des cartes topographiques au 1/50.000 de l'I.G.N. Le plateau de SAINT-REMEZE, qui sera étudié en détail en DEUXIEME PARTIE, possède une superficie d'environ 400 km^2, au sein des limites suivantes:

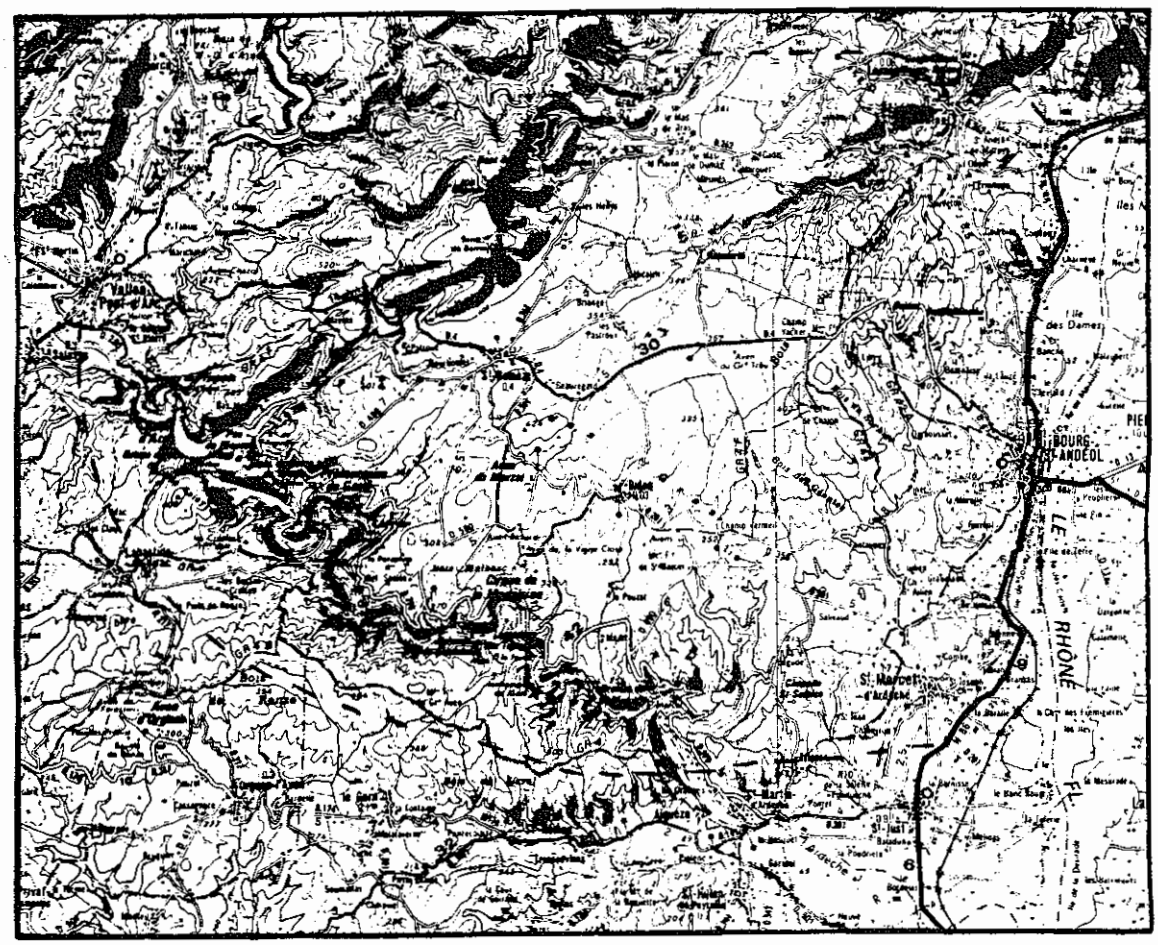
- à l'Ouest, VALLON-PONT-D'ARC et la vallée de l'IBIE;
- à l'Est, BOURG-SAINT-ANDEOL et la vallée du RHONE;
- au Nord, la latitude de LAGORCE/SAINT-MONTAN;
- au Sud, la latitude de BARJAC/AIGUEZE.

Sur la figure 2, ont été tracées des isohypses extraites du document cité: elles mettent immédiatement en évidence les grands ensembles morphologiques que nous allons succintement passer en revue.

1 - Les reliefs.

Seul relief important entre le mont BOUQUET (GARD) et le massif des COIRONS, la DENT DE REZ, qui culmine à 719 m, n'occupe qu'une superficie de 10 km^2 sur le plateau de SAINT-REMEZE.

a. Le BAS-VIVARAIS (en noir) et le département de l'ARDECHE.



b. Le BAS-VIVARAIS calcaire et le secteur d'étude (entouré).

Figure 1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

0 2 km

Echelle

N

PARAMETRE	MINIMUM	MAXIMUM
Longitude	49,22 gr	44,40 gr
Latitude	2,25 gr	2,58 gr
Altitude	45 m	721 m
Pluviosité (1983-85)	776 mm	833 mm
Temp. moy. (1983-85)	12,2 °C	13,8 °C
ETR moyenne (1983-85)	446 mm	466 mm

Tableau I - DONNEES GEOGRAPHIQUES SUR LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

	1983	1984	1985	1983-85	MOY. DECENNALE
BOURG-ST-ANDEOL	26,1	37,2	27,1	30,1	36,4
VALLON-PT-D'ARC	31,6	46,9	25,3	34,6	42,9
LARNAS-PLAINE	32,2	48,8	31,4	37,5	/

a - Indice d'aridité de DE MARTONNE.

	1983	1984	1985	1983-85	MOY. DECENNALE
BOURG-ST-ANDEOL	/	92,6	74,7	83,7	98,7
VALLON-PT-D'ARC	/	106	50,7	78,4	118
LARNAS-PLAINE	68,3	130	89,9	96,1	/

b - Quotient pluviométrique d'EMBERGER.

	1983	1984	1985	1983-85	MOY. DECENNALE
BOURG-ST-ANDEOL	/	4,8	2,3	3,6	7,0
VALLON-PT-D'ARC	/	4,1	2,8	3,5	7,2
LARNAS-PLAINE	4,1	6,0	3,2	4,4	/

c - Indice de sécheresse estivale d'EMBERGER.

	1983	1984	1985	1983-85	MOY. DECENNALE
BOURG-ST-ANDEOL	1,80	0,92	0,61	1,11	1,15
VALLON-PT-D'ARC	1,23	1,28	0,72	1,08	1,02
LARNAS-PLAINE	1,40	1,35	0,67	1,14	/

d - Indice de continentalité pluviale de COUTAGNE.

Tableau II - CALCUL DES PRINCIPAUX INDICES CLIMATIQUES SUR LE SECTEUR D'ETUDE.

Légende:
MOYENNE DECENNALE = 1961 à 1980 pour les précipitations
1963 à 1980 pour les températures à BOURG-SAINT-ANDEOL
1972 à 1980 pour les températures à VALLON-PONT-D'ARC

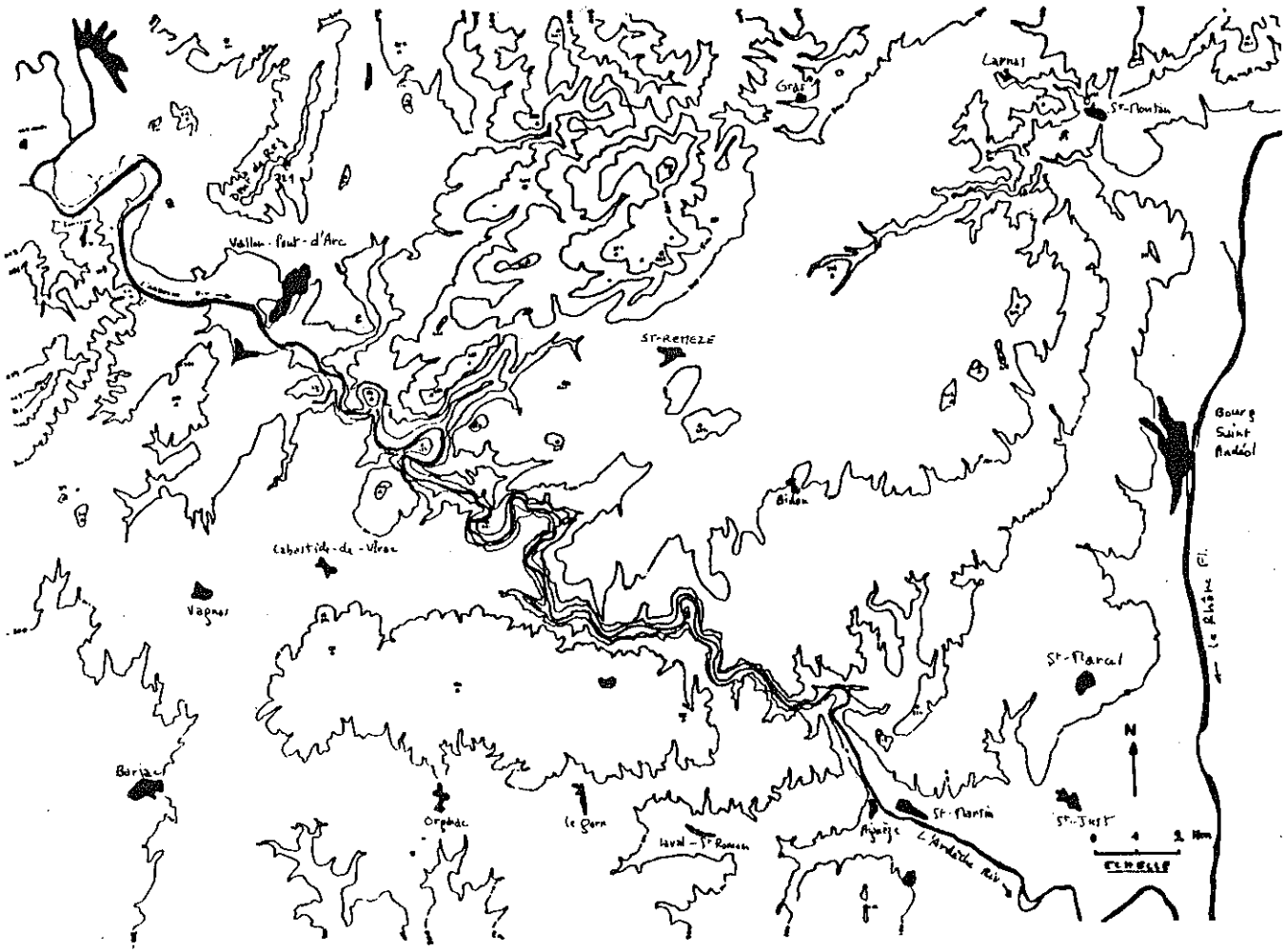


Figure 2 . CARTE HYPSOMETRIQUE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Légende:

- *Courbe de niveau (isohypse)*
- *Cours d'eau pérenne*
- ▲ 324 *Sommet avec altitude (m)*
- *Agglomération*

De SAINT-REMEZE à ORGNAC, on a affaire à un seul et même plateau, entièrement circonscrit par l'isohypse 200 m mais scindé en deux sous-unités par l'entaille des gorges de l'ARDECHE: on distingue, au Nord, le plateau de SAINT-REMEZE et celui du BOIS DE RONZE, au Sud, qui culminent respectivement à 424 m au sud de SAINT-REMEZE et 404 m au BOIS DU GARN.

2 - Les vallées.

2.1. La vallée du RHONE.

A peine large de plus de 2 km au seuil de DONZERE, en limite nord de notre secteur, elle atteint une dizaine de kilomètres en amont de sa confluence avec l'ARDECHE: entre ces deux points son altitude décroît de 55 à 40 m, ce qui lui confère une pente moyenne locale de 1,1 %.

2.2. Le canyon de l'ARDECHE.

Leur caractéristique majeure réside dans leur profondeur qui dépasse 150 m en moyenne et atteint 340 m au droit de la vallée du TIOURRE. Il faut également mentionner la sinuosité exceptionnelle de la rivière qui parcourt 34 km de l'entrée des gorges (90 m d'altitude) à leur sortie (45 m d'altitude), distantes seulement de 16 km. Les méandres ainsi formés sont très évolués: celui du PONT-D'ARC a déjà été recoupé, celui du PAS DE MOUSSE est en voie de l'être.

En amont immédiat des gorges, l'ARDECHE traverse des terrains nettement plus meubles et s'étale, à proximité de VALLON-PONT-D'ARC, dans une plaine de 2 km de large. En aval, sa plaine alluviale se fond rapidement dans celle du RHONE dans la zone de confluence.

2.3. Les principaux affluents.

Quelques-uns (TIOURRE, RIMOUREN, RIEUSSEC et ruisseau de SARDAGNE) seront étudiés sommairement par la suite. Seuls les ruisseaux du TIOURRE et de RIMOUREN s'individualisent, sur cette carte, par l'importance de leur enfoncement: disproportionné par rapport à leur fréquence d'écoulement et à leur débit actuel, il atteint respectivement 340 m à PIAPALA et 140 m à CHIRONLONG.

B - LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE.

1 - Régimes d'écoulement.

La figure 3 montre la densité du chevelu hydrographique qui occupe l'ensemble de la zone d'étude. Il est nécessaire, avant d'aller plus loin, de distinguer les classes suivantes:

- cours d'eau pérennes: le RHONE, l'ARDECHE, la CONCHE;

- cours d'eau temporaires (quelques mois d'écoulement par an): l'IBIE, les ruisseaux du TIOURRE, de RIMOUREN (appelé CONCHE dans sa basse vallée où il devient pérenne), du RIEUSSEC, de ROMEJAC et le VALAT D'AIGUEZE;

- cours d'eau occasionnels (en eau seulement lors des fortes pluies): l'immense majorité des vallées et thalwegs représentés sur la carte;

- cours d'eau à écoulement exceptionnel: la plupart des vallées sèches.

On remarque immédiatement l'absence de draînage superficiel organisé sur une grande partie du plateau de SAINT-REMEZE et dans la dépression de LABASTIDE-DE-VIRAC, ce qui sous-entend un développement important des circulations souterraines dans ces zones. D'autre part, on notera, au niveau des reliefs, l'opposition entre le développement de grands thalwegs autour du massif de la DENT DE REZ et au sud du BOIS DE RONZE, et la faible hiérarchisation du draînage au nord de celui-ci et en bordure des gorges de l'ARDECHE: cela témoignerait d'une immaturité du réseau par suite d'un impluvium trop restreint, de la rapidité de mise en place du draînage souterrain ou d'un rajeunissement du relief.

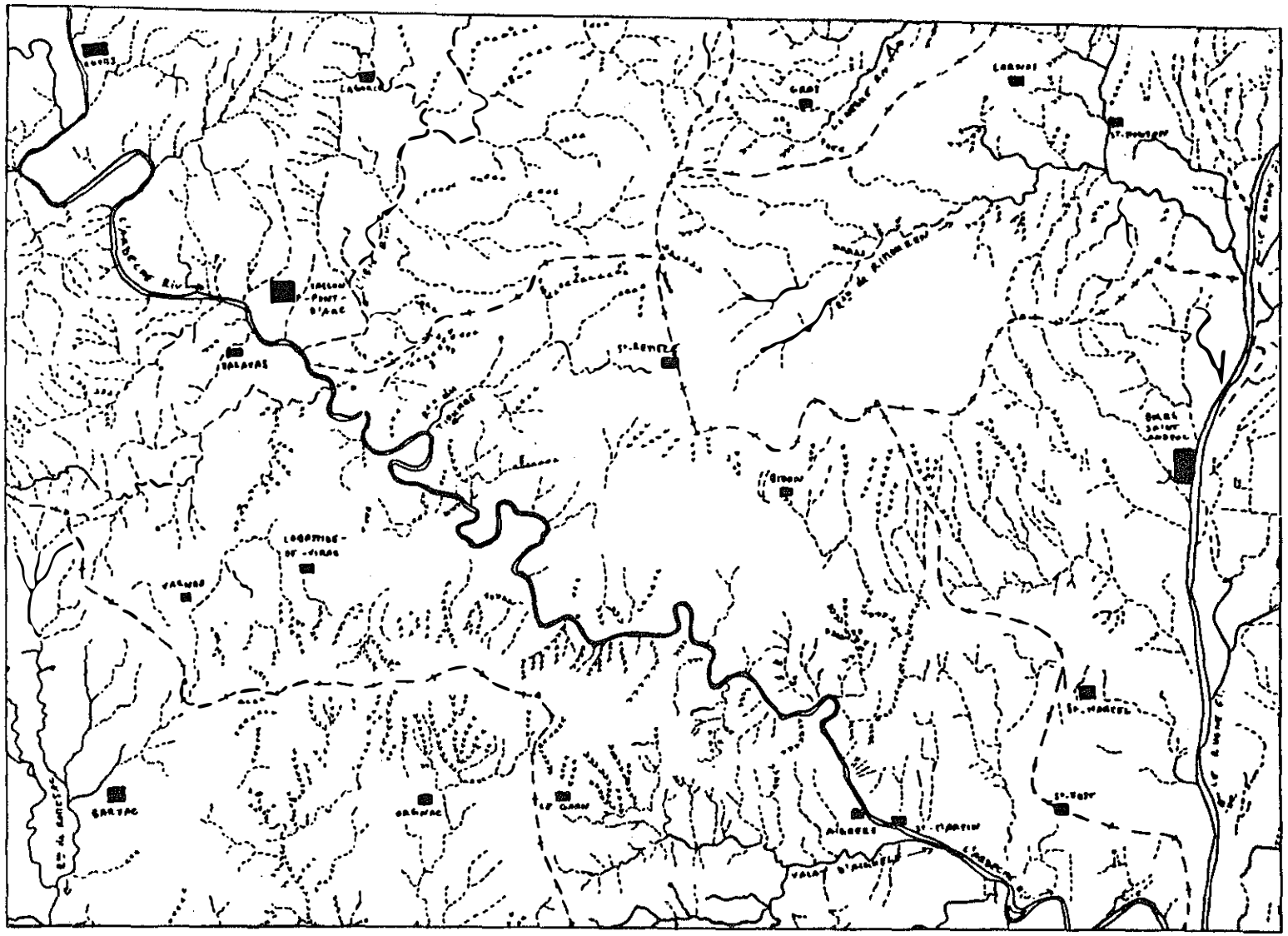


Figure 3. LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Légende: *Cours d'eau pérenne, temporaire* *Vallée sèche* *Sommet*

Limite de bassin versant *Agglomération*

2 - Délimitation des bassins versants.

Le niveau de base global vers lequel convergent tous les cours d'eau est représenté par le RHONE, coulant à une cinquantaine de mètres d'altitude. Cependant certaines rivières jouent un rôle de niveau de base local et permettent de délimiter quatre principaux bassins versants dans l'ensemble de la zone recouverte par la feuille de BOURG-SAINT-ANDEOL (soit environ 555 km^2):

- le plus important en superficie (320 km^2) est formé par les nombreux affluents directs de l'ARDECHE dont le principal est l'IBIE (40 km^2 pour sa rive gauche uniquement, qui, seule, intéresse notre secteur);

- le second (140 km^2) est celui du RHONE, en rive droite, dans lequel le bassin du ruisseau de RIMOUREN-LA CONCHE représente plus de 80 km^2;

- le troisième (75 km^2) évacue les eaux en direction de la CEZE, au Sud, notamment par l'intermédiaire du ruisseau de ROMEJAC;

- enfin le dernier (15 km^2) draîne une petite portion de la terminaison nord du plateau de SAINT-REMEZE et du massif de la DENT DE REZ grâce à la NEGUE, affluent de l'ESCOUTAY qui rejoint ensuite le RHONE.

3 - Variabilité des débits.

3.1. L'ARDECHE.

Son débit moyen mesuré à SAUZE, à la sortie des gorges, est de 64,5 m^3/s sur la période 1955-1983 (l'année 1974 exclue). Mais l'ARDECHE, véritable phénomène hydrologique, possède des débits extrêmes pouvant varier de 1 à 3000 (pour le RHONE, ce rapport n'est que de 1 à 41). Il ne sera mentionné, à titre de curiosité, que deux exemples significatifs:

- en septembre 1890, l'ARDECHE monte à 16,10 m au-dessus de son niveau d'étiage à VALLON-PONT-D'ARC et le méandre fossile du PONT-D'ARC situé à la côte + 17,45 m est réutilisé: le débit a alors été estimé à 7500 m^3/s (P.B. VERMEIJ, 1937);

- le 06-10-70 le débit n'est que de 2,25 m^3/s à SAUZE, à la sortie des gorges, mais, après 48 heures de pluies torrentielles, un débit instantané de 3260 m^3/s est mesuré le 08-10-70, correspondant à une variation de 1 à 1400 (R. MAZELLIER, 1971).

Ces évènements ne sont pas rarissimes puisque le débit de l'ARDECHE avait déjà atteint 7000 m^3/s en octobre 1857 et 5700 m^3/s en septembre 1900! En ce qui concerne la période 1955-1970, R. MAZELLIER (1971) cite deux maxima dépassant 3000 m^3/s, le minimum se situant à 2,25 m^3/s (2,5 m^3/s pour les données concernant le XIXe Siècle).

***Remarque**: R. MAZELLIER estime que 10 % du débit d'étiage mesuré à SAUZE provient des terrains karstiques lors de la traversée des gorges, ce qui représente, en moyenne, 250 à 500 l/s. L. BELLEVILLE (1985) a jaugé les apports du karst à 700 ± 140 l/s en août 1983 en période de fort étiage.*

3.2. Le ruisseau de RIMOUREN.

Avec ses 15 km de longueur, il est le plus important des affluents du RHONE dans notre secteur. R. MAZELLIER (1971) a noté cinq sources principales qui l'alimentent (dont seules trois semblent pérennes) avec des débits cumulés de 3 l/s en étiage à plus de 200 l/s en crue. Du 19 au 25 juillet 1983, l'ensemble de ce ruisseau et de ses affluents a été parcouru: on y a observé, au niveau des sources, un débit d'environ 15 l/s entièrement absorbé, après quelques centaines de mètres de parcours aérien, par infiltration et évaporation. Onze pertes ont ainsi été reconnues sur son cours (voir figure 4). D'autre part, on a grossièrement estimé, en novembre 1984, son débit instantané de crue à 10 m^3/s au PONT-DOUBLE de VALESCURE (commune de SAINT-MONTAN), à la sortie de ses gorges.

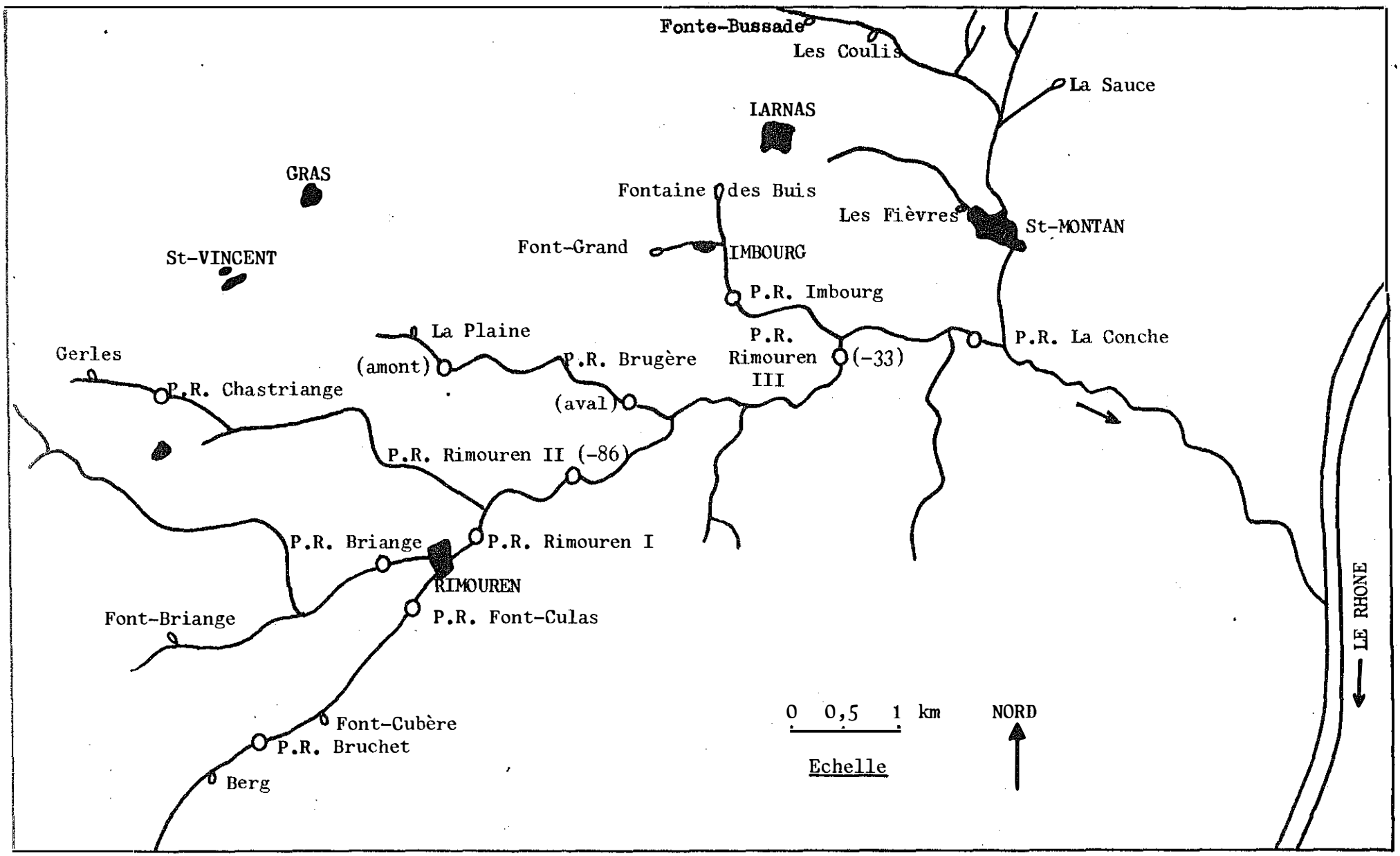


FIGURE 4 . PERTES ET ALIMENTATIONS DU RUISSEAU DE RIMOUREN/LA CONCHE ET DE SES AFFLUENTS.

Légende : O Perte Source Agglomération P.R. = Perte du Ruisseau de ...

C - LES FACTEURS ECOLOGIQUES.

1 - Le climat.

Trois postes, en liaison avec la Météorologie Nationale, existent sur le pourtour du plateau de SAINT-REMEZE: BOURG-SAINT-ANDEOL (altitude 74 m), VALLON-PONT-D'ARC (altitude 105 m) et SAINT-MONTAN (altitude 130 m), ce dernier ne fournissant pas de relevés de température. On a recouru, pour disposer de données sur le plateau, aux relevés effectués par C. ROUCHOUSE, observateur indépendant, disposant d'un abri météorologique standard et situé au lieu-dit MARQUET (altitude 385 m) sur la commune de LARNAS. Un autre observateur, uniquement équipé d'un pluviomètre, se trouve dans le village de LARNAS (altitude 305 m): ces deux postes ont été respectivement distingués, dans la suite, par les termes LARNAS-PLAINE et LARNAS-VILLE.

1.1. Températures (voir Annexe I.1).

La température moyenne annuelle varie de 13,4 °C à BOURG-SAINT-ANDEOL (période 1963-1980) à 12,1 °C à VALLON-PONT-D'ARC (période 1972-1980): pour ce qui est de la période 1983-1985, pendant laquelle ont eu lieu les relevés présentés en DEUXIEME PARTIE, les valeurs moyennes sont de:

- 15,6 °C à BOURG-SAINT-ANDEOL;
- 14,6 °C à VALLON-PONT-D'ARC;
- 12,5 °C à LARNAS-PLAINE.

Le gradient vertical thermique peut ainsi être évalué à 6,1 °C/km ce qui est conforme à la valeur moyenne de 6 °C/km généralement admise dans les zones tempérées.

Dans ces trois stations, le mois de juillet est le plus chaud (maximum mensuel sous abri de 32,9 à 33,0 °C) et celui de janvier le plus froid (minimum mensuel sous abri de - 1,0 à + 5,3 °C): l'effet de l'altitude semble surtout se marquer par une diminution des températures minimales hivernales.

1.2. Précipitations (voir Annexe I.2).

C'est un paramètre climatique qui possède de très fortes variations annuelles, en relation avec le caractère méditerranéen très accusé de la plupart des précipitations (averses violentes et souvent localisées).

Les moyennes annuelles calculées sur la période 1961-1985 sont de 839 mm pour BOURG-SAINT-ANDEOL, 940 mm pour VALLON-PONT-D'ARC et 859 mm pour SAINT-MONTAN. Sur le plateau, les relevés de 1983 à 1985 donnent une moyenne de 833 ± 215 mm pour LARNAS-PLAINE et 909 ± 241 mm pour LARNAS-VILLE.

R. GIMILIO (1971) avait proposé la formule suivante d'estimation des précipitations annuelles (P en mm) dans le BAS-VIVARAIS en fonction de l'altitude (H en km) du lieu: $P = 1,02.H + 820$.

Cette formule surestime de 20 à 25 % les précipitations de ces quatre dernières années sur le poste de LARNAS, ce qui mettrait en évidence un certain déficit (on notera cependant que l'auteur ne cite, pour cette formule, qu'un coefficient de corrélation "probable" supérieur ou égal à 0,80).

1.3. Paramètres climatiques calculés.

La présence de l'olivier et du romarin en ARDECHE (qui forme leur limite septentrionale) traduit encore des influences méditerranéennes certaines à 100 km de la côte. Cinq indices climatiques, en plus du calcul de l'évapo-transpiration, ont été succintement analysés afin de replacer les années 1983 à 1985 dans un contexte climatique global.

1.3.1. Les principaux indices climatiques.

a - Définition.

R. MOLINIER et P. VIGNES (1971) ainsi que R. DAJOZ (1975) utilisent plusieurs indices pour évaluer les influences climatiques méditerranéennes et continentales (P et T représentant les moyennes annuelles de pluviosité et de température respectivement exprimées en mm et en °C):

- l'Indice d'Aridité (i) de DE MARTONNE: $i = P/(T + 10)$. Il est d'autant plus bas qu'il existe une période de sécheresse importante: pour les auteurs cités, un indice supérieur à 40 montre une tendance générale à un écoulement abondant sous climat humide tandis que, dans les zones désertiques, sa valeur tend à s'annuler. En FRANCE, il vaut 23 à MARSEILLE et 49 à BIARRITZ;

- l'Indice Xérothermique de GAUSSEN tient compte d'apports d'humidité en l'absence de pluie: cet indice complexe n'a pas été calculé pour notre secteur mais il attribue 7 jours de sécheresse végétative à VALENCE et 14 jours à MONTELIMAR. Le diagramme ombrothermique du même auteur donne respectivement 0 et 1 mois sec, ce qui représente une approximation à ± 0,5 mois près de l'indice xérothermique;

- le Quotient Pluviothermique d'EMBERGER: $Q = 100.P/((M + m).(M - m))$
où M est la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (°C) et m la moyenne des températures minimales du mois le plus froid (°C), traduit la diversité saisonnière du climat: sa valeur est d'autant plus faible que les contrastes saisonniers sont marqués. Pour le domaine méditerranéen français, elle varie de 40 à 140;

- l'Indice de Sécheresse Estivale du même auteur: $ISE = P/M$
où M a la même signification que précédemment, doit être inférieur ou égal à 7 pour définir la période de sécheresse estivale marquée, caractéristique du climat méditerranéen;

- l'indice de Continentalité Pluviale (C) de COUTAGNE (cf. R. GIMILIO, 1971) qui permet de distinguer trois zones climatiques:

* $C > 1,75$: pluviosité continentale;
* $1 \leqslant C \leqslant 1,75$: pluviosité semi-continentale;
* $C < 1$: pluviosité non continentale.

Remarque: *on cherchera plus loin (voir en II-C) à définir les principaux types climatiques mondiaux à l'aide d'un indice simple, également valable pour les paléoclimats. Il est évident que seul l'indice d'aridité de DE MARTONNE, qui ne nécessite que des valeurs moyennes annuelles, pourra alors être utilisé.*

b - Le climat actuel du BAS-VIVARAIS calcaire.

Les valeurs obtenues dans les trois stations pour lesquelles on dispose de relevés conjoints de précipitations et de températures sont résumées dans le tableau II:

- l'indice d'aridité montre une hygrométrie annuelle assez peu caractéristique du climat méditerranéen, due à l'influence des reliefs cévenols et de l'altitude;

- le quotient pluviothermique indique un climat méditerranéen marqué sur l'ensemble du secteur: cependant les fluctuations annuelles de cet indice en un même lieu ont une amplitude supérieure à celle des variations spatiales;

- l'indice de sécheresse estivale, nettement inférieur à 7, renseigne sur le caractère assez exceptionnel de la sécheresse qui intéresse notre zone de 1983 à 1985;

- d'après l'indice de continentalité pluviale, à peine supérieur à 1 en moyenne, les précipitations sont de type semi-continental à non continental, mais là aussi les variations annuelles sont très importantes.

En conclusion, ces indices traduisent un climat subméditerranéen plus ou moins humide selon l'altitude. Les conditions climatiques apparaissent irrégulières d'une année sur l'autre plus que d'un point à un autre du secteur. L'aridité est maximale dans la vallée du RHONE du fait des températures élevées tandis que l'influence des précipitations se fait sentir avec l'altitude et le rapprochement des CEVENNES. On est ici en marge septentrionale du climat méditerranéen, ce que confirment bien les limites phyto-écologiques énoncées plus haut. En règle générale, le régime climatique actuel du BAS-VIVARAIS comprend une sécheresse estivale et une sécheresse hivernale qu'encadrent deux saisons de pluies violentes avec un maximum en automne (J. MOINEREAU, 1966). D'autre part les années 1983 à 1985 accusent un net déficit pluviométrique.

1.3.2. Evapotranspiration et bilan hydrique.

L'évapotranspiration réelle (ETR) peut être évaluée au pas de temps mensuel ou annuel. Pour ce dernier on a utilisé les formules de TURC et de COUTAGNE qui sont rappelées ci-dessous (avec P = pluviosité moyenne annuelle en mm pour TURC et en m pour COUTAGNE et T = température moyenne annuelle en °C):

$$- ETR_{TURC} = \frac{P}{(0,9 + P^2/L^2)^{1/2}} \quad \text{avec } L = 300 + 25.T + 0,05.T^3$$

$$- ETR_{COUTAGNE} = P - \lambda.P^2 \quad \text{avec } \lambda = 1/(0,8 + 0,14.T) \text{ pour P compris entre } \lambda/8 \text{ et } 1/\lambda.$$

Ces formules, prenant en compte des valeurs moyennes annuelles, ne donnent qu'un ordre de grandeur de l'évapo-transpiration: elles seront utilisées plus loin, dans l'étude paléoclimatologique. Pour le calcul du bilan hydrique, on leur a préféré la méthode de THORNWAITE au pas de temps mensuel:

- on calcule tout d'abord l'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la formule suivante: $ETP = 1,6(10^t/I)^a$
où t représente la température moyenne mensuelle (en °C) et I et a deux indices fonction de t;
- on corrige la valeur obtenue en fonction de la latitude et de la longueur du jour grâce à des tables.

On compare ensuite l'ETP à la pluviosité mensuelle en considérant le sol comme un réservoir tampon qui se recharge (s'il y a excédent de pluie) ou se décharge (s'il y a déficit) en priorité jusqu'à une valeur maximale correspondant à sa réserve utile (RU). L'excédent d'eau non évapo-transpirée se répartit en ruissellement de surface et en infiltration dans le sous-sol. Les conditions qui ont été imposées pour le calcul de l'ETR par cette méthode sur le plateau de SAINT-REMEZE sont les suivantes:

- un ruissellement de surface négligeable (cas général des terrains karstiques pour des pluies d'intensité normale);

- un retard à l'alimentation nul (on considère que tout l'excédent d'eau s'écoule dans le mois considéré);

- une réserve en eau du sol nulle en juillet, mois le plus chaud et le plus sec;

- une réserve utile du sol (RU) égale 25 mm (voir analyse de la pluie minimale efficace en DEUXIEME PARTIE).

L'annexe I.3 résume les valeurs obtenues mensuellement. L'infiltration efficace annuelle varie, de 1983 à 1985, de 39,1 à 49,7 % du volume des précipitations à BOURG-SAINT-ANDEOL et de 27,6 à 47,6 % à LARNAS-PLAINE: ces valeurs sont compatibles avec l'ordre de grandeur de 40 à 50 % proposé par C. DROGUE (1971) pour les terrains karstiques. A l'échelle du plateau de SAINT-REMEZE, cela représente une lame d'eau annuelle qui varie de 190 à 540 mm.

2 - Les sols.

L'essentiel des données présentées ici a été emprunté à la thèse de J. MOINEREAU (1966) (voir figure 5).

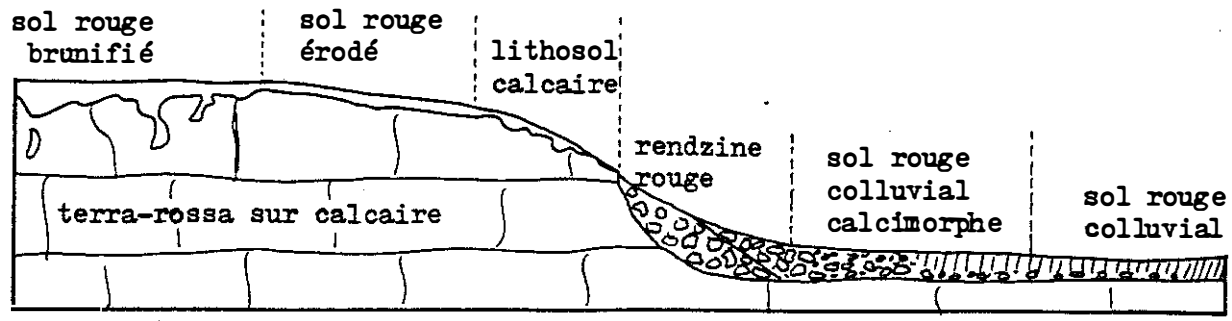
2.1. Types et séquences de sols.

2.1.1. Sur calcaire urgonien et argiles résiduelles.

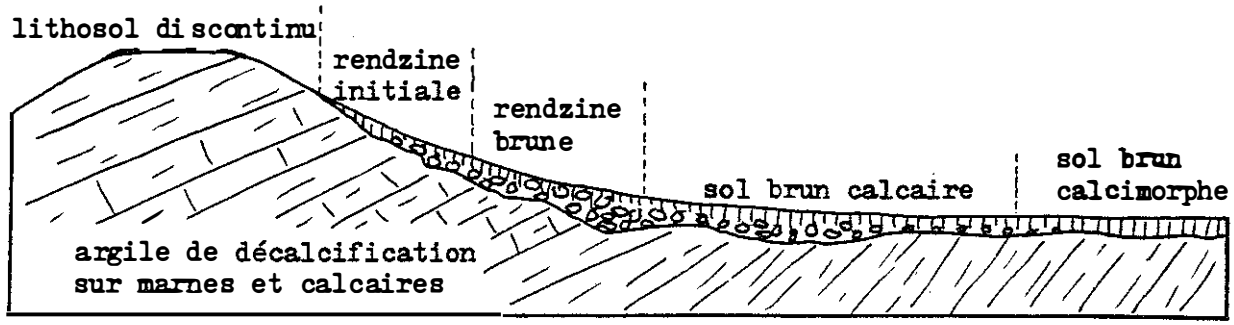
Il s'agit généralement de sols évolués où existent des phénomènes de décarbonatation. Ils se développent fréquemment à la faveur de poches de terra rossa et donnent, en fonction de la végétation qui les colonise, des sols bruns forestiers (sous taillis de chênes-verts et de pins sylvestres, dans le BOIS DU LAOULT par exemple) ou des sols rouges, brunifiés en surface (dans la garrigue).

2.1.2. Sur calcaire tendre.

Ces sols appartiennent dans leur majorité au type "rendzine" et sont parmi les moins évolués du BAS-VIVARAIS. Ils affectent les marno-calcaires, les limons et les loess: en fonction de leur position topographique, ce sont tantôt de simples placages de lithosols discontinus (sommets érodés), tantôt des



a. Séquence sur calcaire urgonien et terra-rossa.



b. Séquence sur marno-calcaires.

FIGURE 5 . TOPOGRAPHIE ET CHAINES DE SOLS (in J. MOINEREAU, 1966)

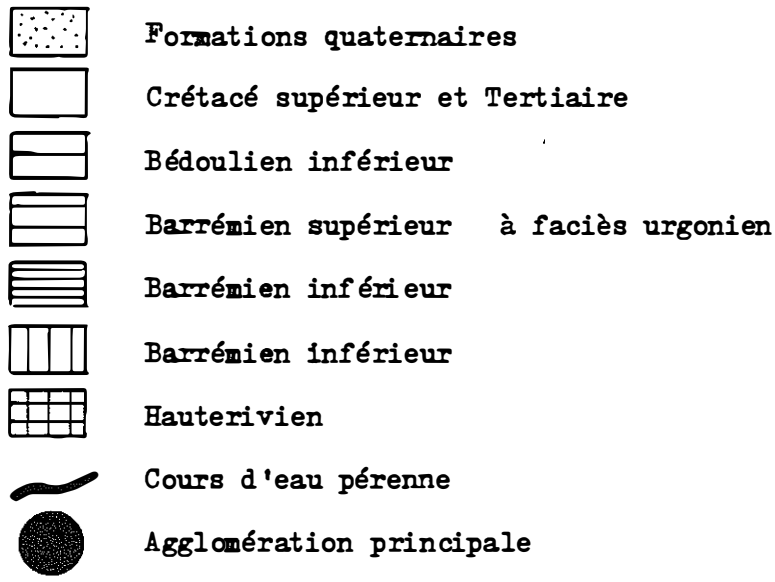


FIGURE 6 . SCHEMA GEOLOGIQUE DU BAS-VIVARAIS (Légende de la carte)

rendzines (zones pentées), tantôt des sols bruns plus ou moins décarbonatés (plaines). Cependant on rencontre, dans le loess rhodanien, des horizons "fossiles" témoins de processus pédogénétiques anciens d'ordre climatique (rubéfaction due à des climats chauds à saisons contrastées) ou intrazonal (gleyfication liée à la topographie).

2.1.3. Sur matériel alluvial.

Il apparaît très schématiquement que, suivant l'âge des terrasses sur lesquelles ils se développent, ces sols sont évolués et polyphasés (rubéfaction, lessivage, calcification, etc... sur les hauts niveaux) ou bien monophasés (bas niveaux). D'une manière générale ce sont des sols polygéniques issus de dépôts alluviaux successifs, parfois différents dans leur nature.

2.1.4. La terra rossa.

MARCELIN (1947 in J. MOINEREAU) la considère comme un complexe détritique quartzeux allochtone (alluvial, colluvial ou éolien) mélangé à des argiles de décalcification autochtones. Elle se présente typiquement sous la forme d'argiles rouges-brunes à pisolites de fer, remplissant des poches profondes. Les processus de rubéfaction qui la caractérisent impliquent une hydrolyse de la silice lors d'une saison humide suivie d'une destruction des complexes formés avec concentration du calcium et précipitation irréversible d'hématite.

Dans le BAS-VIVARAIS, la rubéfaction peut se produire actuellement dans des conditions bien particulières (éboulis calcaires exposés au soleil). J. MOINEREAU fait remarquer que l'évolution actuelle des terra rossa, sous végétation feuillue, est une brunification et que par conséquent les terra rossa sont "statistiquement anciennes et fort probablement polyphasées mais aussi polygéniques": le complexe détritique contiendrait, en effet, des éléments roulés éocènes à pontiens, des galets cévenols pliocènes et des loess quaternaires.

2.2. Pédogénèse actuelle.

La plupart des sols actuels du BAS-VIVARAIS présente des profils peu évolués, soumis à des phénomènes d'érosion et de dégradation: ce sont

essentiellement les dégradations anthropiques, les propriétés géochimiques de la roche-mère et la position topographique qui conditionnent leur tendance évolutive actuelle. Ainsi, en ARDECHE, si le climat subméditerranéen humide est favorable au lessivage par ses précipitations violentes, il l'est également et surtout aux phénomènes d'érosion. Dans certains milieux à microclimat contrasté (éboulis de pente bien draînés) peuvent se développer localement des rubéfactions ou des calcifications, mais on trouve le plus souvent une brunification par réincorporation des oxydes de fer au complexe argilo-humique, notamment là où la chênaie paraclimacique a été conservée par l'homme (Bois du LAOULT). En résumé les sols climaciques qui se sont lentement développés ont été en partie détruits par l'Homme qui entretient maintenant une évolution essentiellement conditionnée par la roche-mère et le facteur topographique.

3 - Le couvert végétal.

Selon J. MOINEREAU, le cortège floristique actuel ne joue qu'un rôle passif d'indicateur climatique, plutôt qu'un rôle actif de facteur évolutif de la pédogénèse. Il distingue deux principales associations végétales:

- celle du chêne-vert dominant, en taillis, dans la garrigue;

- celle du chêne pubescent qui se mêle au chêne-vert dans tous les microclimats plus humides (sur terra rossa et colluvions de pente des ubacs) et atteint son développement optimum dans les fissures lapiazées du plateau des GRAS.

Ces deux associations concernent l'étage méditerranéen du BAS-VIVARAIS qui, situé en-dessous de 600 m d'altitude, couvre l'immense majorité de notre secteur. C'est un étage colonisé par une végétation dégradée, renfermant un grand nombre d'espèces pionnières, et ne fournissant généralement qu'un humus peu épais.

En ce qui concerne l'influence de la végétation sur le cycle de l'eau, la faible densité globale du couvert végétal, zones boisées mises à part, ne peut que favoriser une infiltration rapide des précipitations. Mais le corrolaire de la présence d'une végétation maigre est celle d'un sol généralement peu épais: or

J. MOINEREAU considère, dans ses calculs de bilan hydrique, une réserve utile en eau du sol de 70 à 100 mm, valeurs élevées qui seront discutées plus loin.

Il est intéressant de noter que certaines espèces xérophiles, dont le chêne kermès, peuvent aller chercher l'eau qui leur est nécessaire à une trentaine de mètres de profondeur en inserrant leurs racines dans les fractures altérées de la roche.

4 - Les actions anthropiques.

Les premières occupations humaines des gorges de l'ARDECHE remontent au Paléolithique supérieur avec des traces de sédentarisation au Néolithique (développement probable de l'agriculture à partir des poches fertiles de terra rossa). Certains oronymes ou hydronymes d'origine indo-européenne (ARDECHE, SARDAGNE) ou pré-latine (BERG, LE GARN, CEZE, plateaux des GRAS) témoignent encore de cette époque reculée. Les nombreuses invasions qui ont suivi ont également enrichi la région de quelques toponymes significatifs:

- RUOMS et LAGORGE pour les Celtes;
- LARNAS, ORGNAC, BARJAC et GRAS (village) pour les Romains;
- SAMPZON et LA GARDE-ADHEMAR pour les Germains.

Le rocher d'où jaillissent les sources de TOURNE a été un lieu de culte dédié au dieu MITHRA: cependant c'est de l'époque féodale, alors que débutent les grands défrichements qui permettront l'extension des cultures, que date le nom de BOURG-SAINT-ANDEOL; l'essor économique de la région se développera au XIXe Siècle pour atteindre son optimum vers 1860 et décliner rapidement après la première guerre mondiale.

Actuellement on recense plus de 19.000 habitants sur la zone d'étude dont la moitié réside à BOURG-SAINT-ANDEOL et à VALLON-PONT-D'ARC: cela représente une densité inférieure à 34 habitants/km^{2}. Le plateau de SAINT-REMEZE, qui fera l'objet d'une étude hydrogéologique spécifique en DEUXIEME PARTIE, ne totalise que 750 habitants.

De nos jours, si le tourisme - devenu une activité industrielle - réussit à stabiliser la population des plateaux, il représente, hélas, un facteur potentiel majeur de perturbation des fragiles équilibres écologiques des gorges de l'ARDECHE et des plateaux.

II - LES DONNEES GEOLOGIQUES.

A - HISTOIRE LITHO-STRATIGRAPHIQUE.

Aucun affleurement, dans l'ensemble de la superficie couverte par la carte géologique au 1/50.000 de BOURG-SAINT-ANDEOL, n'appartient à des couches plus anciennes que le Néocomien (voir figure 6). En raison de l'épaisse série sédimentaire à dominance marneuse (plus d'un millier de métres) qui correspond à cette époque, les phénomènes hydrogéologiques - et à fiortiori karstiques - n'intéressent pratiquement aucun terrain stratigraphiquement sous-jacent au Barrémien*. C'est donc à l'aube du Crétacé inférieur qu'on fera ici débuter l'histoire litho-stratigraphique et paléogéographique de cette région. On s'appuyera sur les subdivisions chronologiques classiques qui, outre leur commodité, résument les trois phases essentielles de l'évolution régionale: sédimentation des principaux terrains puis émersion au Crétacé, évolution subaérienne et dernières transgressions au Tertiaire, phénomènes fluvio-karstiques et périglaciaires du Quaternaire.

* ***Remarque:*** *il ne faut pas confondre la présente zone d'étude avec le plateau des GRAS essentiellement développé sur les calcaires blancs du Tithonique plus au Nord: le terme* **gras** *est en effet un toponyme commun, en ARDECHE, où il dérive d'une racine pré-latine signifiant* **terrain pierreux.**

1 - La série crétacée.

Elle est marquée par trois épisodes fondamentaux:

- sédimentation du "substratum" imperméable des terrains karstiques;

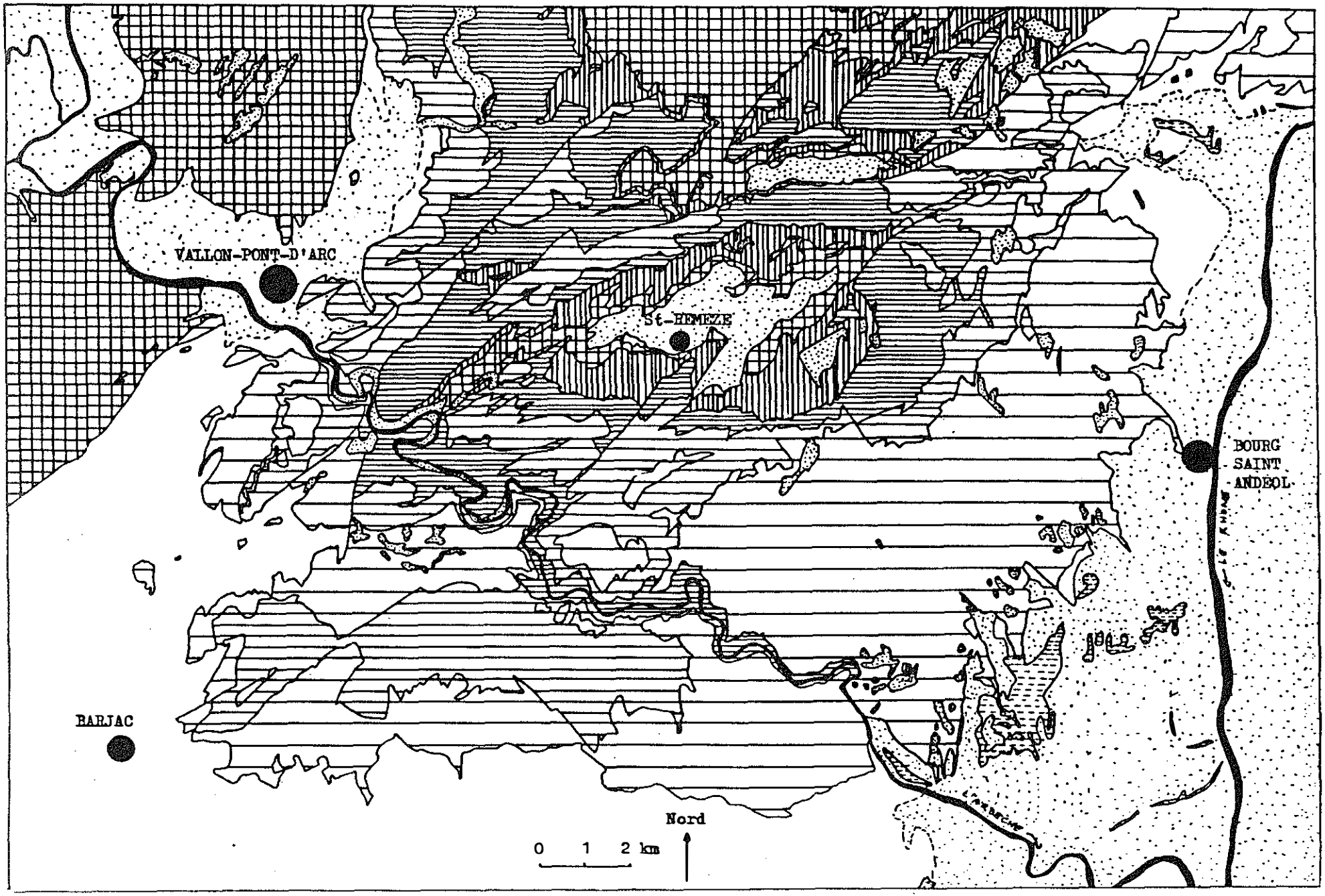


FIGURE 6 . SCHEMA GEOLOGIQUE DU BAS-VIVARAIS (Carte)

- dépôt des séries urgoniennes;
- émersion et premières influences karstiques.

1.1. Le Néocomien.

Bien que possédant son stratotype en ARDECHE, le Berriasien est peu représenté dans notre secteur: inexistant à l'affleurement, il a seulement été rencontré par forage, à VALLON-PONT-D'ARC (forage DP1 de la S.N.P.A.), à 978 m de profondeur, sous la forme d'un banc de 6 m d'épaisseur de calcaire cryptocristallin beige-clair (voir figure 7).

Le Valanginien s'avère nettement plus important puisque traversé sur plus de 330 m dans ce même forage: il s'agit de marnes calcaires noires à rares passées de calcaires argileux. A l'affleurement, plus au Nord, cet étage montre une lithologie similaire sur 600 à 700 m d'épaisseur, témoignant, selon J.P. BOISSIN (1975), de l'installation d'une mer franche à fond subsident.

L'Hauterivien est le premier terrain présent à l'affleurement dans notre secteur: il a été rencontré sur plus de 600 m dans le forage DP1 (voir figure 7), où il se présente sous la forme de calcaires argileux gris noirs, légèrement gréseux, alternant avec des marnes noires indurées et finement détritiques. On peut distinguer deux zones dans cette puissante série:

- l'Hauterivien inférieur formé, de bas en haut, de marnes et de calcaires argileux à Hoplites, calcaires argileux en bancs de 20 cm d'épaisseur et gros bancs de calcaires compacts à Crioceras alternant avec des lits marneux;

- l'Hauterivien supérieur qui voit disparaître les alternances marneuses au profit d'une sédimentation essentiellement carbonatée avec le faciès monotone des calcaires argileux et de marnes à débit en "miches", en bancs de 20 à 30 cm d'épaisseur, caractérisés par Desmoceras et Hoplites.

Ce sont ces deux dernières biozones ainsi que le sommet de l'Hauterivien inférieur qui affleurent à la colline des COSTES, au nord de SAINT-REMEZE.

Type	Zone	Numéro	An.	Permis	Dép.	Opérateur	Nom
W·	18	1184	58	M 72	7	SNPA	VALLON

X : 2g2715 762.805 E Y : 49g3463 236.655 Z_a : 95,90 Z_t : 100,00

Début 20/3/58 Fin 16/1/59 Fond 3243,6

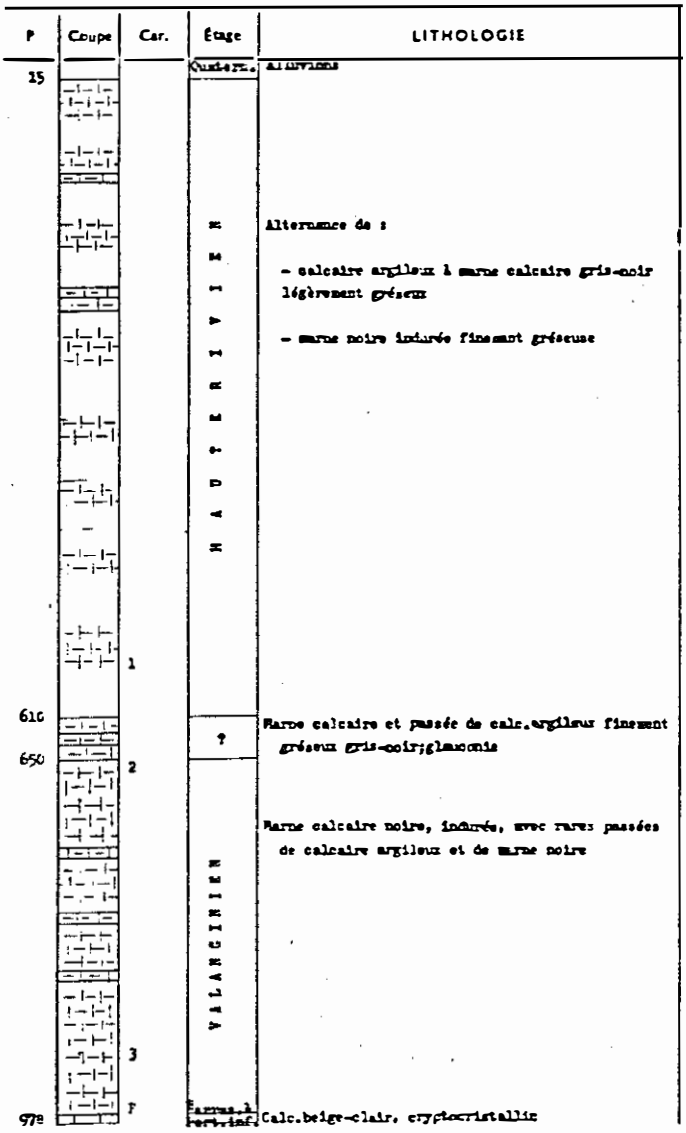


FIGURE 7 . LE NEOCOMIEN DANS LE SONDAGE PROFOND DP1 DE VALLON-PONT-D'ARC.
(Document S.N.P.A.)

1.2. Le Barrémo-Aptien à faciès urgonien.

1.2.1. Nature.

Les coupes géologiques levées dans le Barrémien du plateau de SAINT-REMEZE par D. LAFARGE (1978) mettent en évidence trois types principaux de faciès (voir figure 8):

- le faciès pélagique formé d'épaisses couches de marnes séparées par des ressauts argileux et de rares calcarénites;

- le faciès hémipélagique où alternent calcaires argileux et marno-calcaires en bancs ou en faisceaux de bancs d'épaisseur variable (0,5 à 4 m), parfois interrompus par des barres bioclastiques ou des couches plus argileuses;

- le faciès urgonien proprement dit formant le plateau et les principales falaises (DENT DE REZ, SERRE DE TOURRE, SAINT-MONTAN).

Pour ce dernier, P. COTILLON et al. (1979) parlent dans le sud de l'ARDECHE de "séries barrémo-urgoniennes" dans lesquelles ils ont décelé, à l'image de J.P. MASSE (1976) en PROVENCE, la répétition d'un motif séquentiel de base: il s'agit d'une séquence virtuelle régressive correspondant, ramenée à l'horizontale, à la zonation de la plate-forme et de ses abords (voir tableau III).

En résumé, le Barrémien inférieur est caractérisé par une sédimentation marneuse, à l'exception du SERRE DE TOURRE et d'une zone centrée sur LES HELLYS où les faciès urgoniens, sensu lato, apparaissent dès la base de cet étage. En revanche, le Barrémien supérieur est partout (excepté dans la zone marneuse localisée d'IMBOURG) sous faciès calcaire.

1.2.2. Epaisseur.

L'épaisseur des dépots engendrés par les systèmes urgoniens est mal connue: en effet, l'ARDECHE, bien qu'y ayant creusé des gorges de plus de 300 m de profondeur n'a pu mettre à nu leur substratum: celui-ci n'est visible que dans certaines zones de rejeux importants des failles cévenoles (vallée du

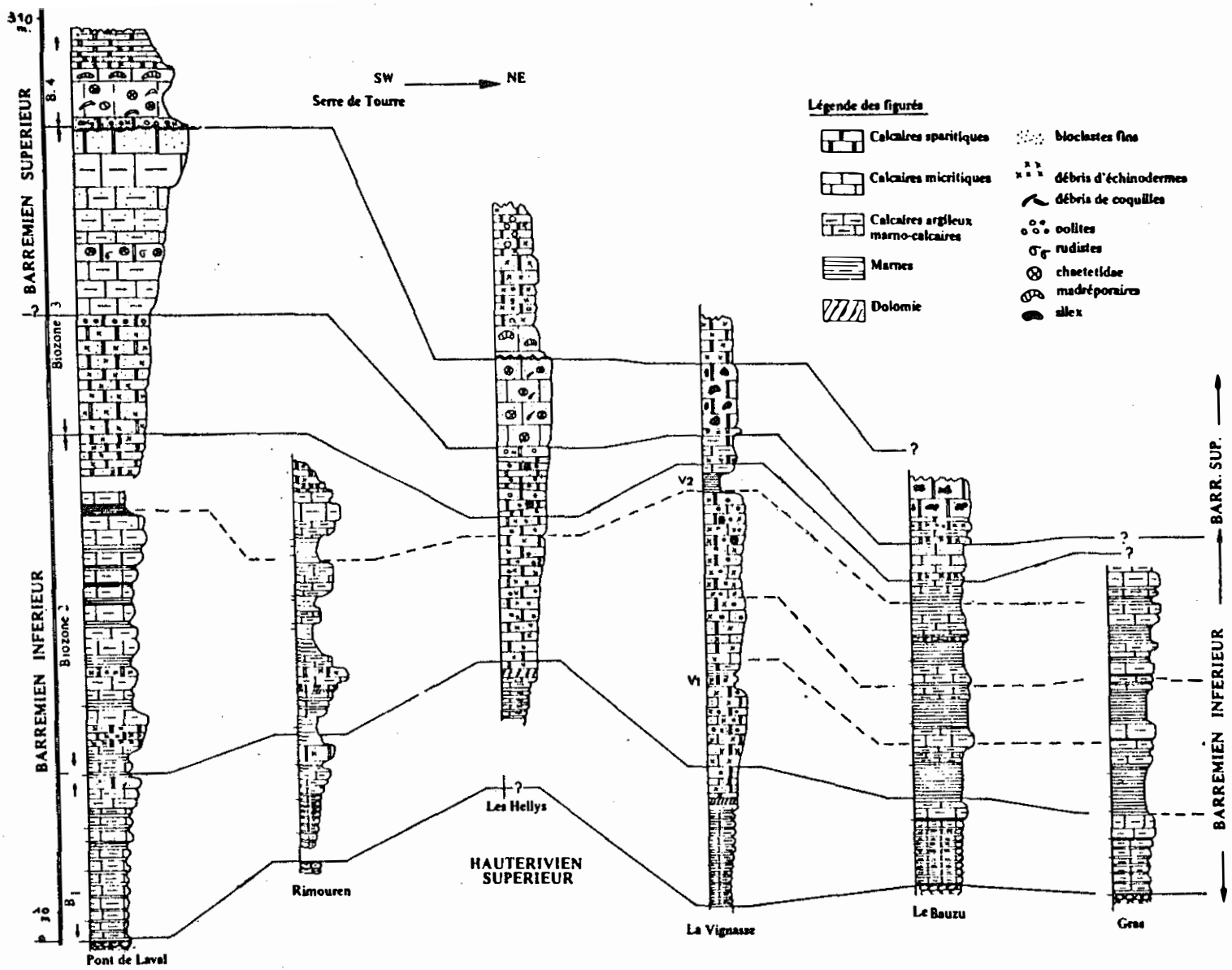


Figure 8 - LOGS STRATIGRAPHIQUES DES COUPES DE REFERENCE DU PLATEAU DE ST-REMEZE (in P. DONZE & D. LAFARGE, 1979).

ZONATION	Plate-forme externe		Plate-forme interne
APPELLATION	Urgonien sensu lato		Urgonien sensu stricto
FACIES	Sables bioclastiques	Faciès à Cnidaires	Faciès à Rudistes
POSITION	Base		Sommet
CHRONOLOGIE	Barrémien inf.	Barrémien sup.	Bédoulien

Tableau III - ORGANISATION DE LA PLATE-FORME URGONIENNE ARDECHOISE.

NIVEAU DE TERRASSES	WURM	RISS	MINDEL	GUNZ	VILLAFRANCHIEN
Epaisseur actuelle du sol en m	1	2-3	3-5	7-9	15-20
Epaisseur de matériau originel nécessaire à sa genèse en m	2,2-2,5	5-7	8-13	18-24	70-120
Différence d'altitude par rapport au niveau actuel des terrasses	1-1,5	3-4	5-7	11-15	55-100

Tableau IV - ESSAI D'EVALUATION DE L'EPAISSEUR DE MATERIAU NECESSAIRE A LA GENESE DES SOLS SUR LES PRINCIPAUX NIVEAUX DE TERRASSES RHODANIENNES (in M. BORNAND, 1978).

***Remarques**: ces résultats doivent être considérés comme des ordres de grandeur, donnés ici à titre indicatif et sont valables pour un matériau de composante rhodanienne modale.*

TIOURRE, DENT DE REZ, RIMOUREN), là où leur partie supérieure, portée en altitude, a été décapée par l'érosion!

L'épaisseur qui est généralement attribuée aux formations urgoniennes ardéchoises varie suivant les auteurs:

- 200 à 300 m pour R. GUERIN (1973);
- 250 à 300 m pour J. BLANC (1976);
- probablement plus de 300 m dans les gorges de l'ARDECHE pour R. MAZELLIER (1971);
- 400 m en bordure de la vallée du RHONE pour J.P. BOISSIN (1975).

Signalons pour mémoire que G. FABRE (1980) indique 450 m d'épaisseur maximum pour l'Urgonien du massif de LUSSAN-CEZE (du Barrémien moyen au Bédoulien) et 250 m pour celui des garrigues d'UZES; d'autre part, les sites étudiés par J.P. MASSE (1976) en PROVENCE montrent de 220 à 520 m d'Urgonien et A. TORCAPEL (1882), dans sa définition de "l'étage urgonien" sur le plateau de NIMES, propose 300 m pour son "Donzérien" à Requiena ammonia.

D'après la quinzaine de coupes levées sur le plateau de SAINT-REMEZE par D. LAFARGE (1978), on peut proposer les épaisseurs suivantes pour le faciès urgonien:

- Barrémien inférieur: 160 m (LA VIGNASSE) à 200 m (PONT DE LAVAL);
- Barrémien supérieur: non reconnu dans son ensemble mais la partie visible en falaise atteint 120 m (SAINT-MONTAN) à 150 m (SERRE DE TOURRE);
- Bédoulien: seulement étudié à SAINT-MONTAN, son épaisseur est de 110 m.

Ces épaisseurs cumulées, relevées en différents endroits du plateau, varient donc de 390 à 460 m suivant les hypothèses retenues: la coupe la plus importante, celle du PONT DE LAVAL, détaille les faciès urgoniens sur 300 m.

***Remarque**: ce même auteur a tracé, dans les séries barrémiennes, cinq lignes isochrones à travers les différents faciès: ces isochrones ne sont pas parallèles entre elles car il apparaît une diminution générale de l'épaisseur, au*

Barrémien inférieur, en direction du Nord-Est où existe l'ensellement rhodanien, appendice subsident du Bassin Vocontien.

1.2.3. Paléogéographie.

On ne s'intéressera qu'à deux aspects principaux de ce thème qui a déjà fait l'objet de nombreuses publications pour la plate-forme ardéchoise (P. COTILLON et al., 1979 - D. LAFARGE, 1978 - S. FERRY, 1979 - P. DONZE et D. LAFARGE, 1979):

- la bathymétrie, afin de définir les probabilités d'exondation synsédimentaire de certains secteurs de la plate-forme et l'apparition éventuelle de karsts précoces;

- l'extension cartographique du faciès urgonien.

a - Extension des faciès urgoniens.

L'extension du faciès urgonien a largement varié depuis les premières manifestations biodétritiques du Barrémien inférieur, localisées aux environs du SERRE DE TOURRE et de la DENT DE REZ, jusqu'à l'installation franche de la plate-forme carbonatée (du Barrémien supérieur au Bédoulien inférieur) qui occupe l'essentiel de la zone d'étude; à l'époque de leur extension maximale, les faciès urgoniens atteignaient en effet les limites suivantes (voir figure 9):

- vers le Nord, la ligne VIVIERS/LES SALLELES pour le faciès urgonien sensu stricto;

- vers l'Est, une zone comprise entre les vallées du RHONE et de l'AIGUES (cf. forages de SUZE-LA-ROUSSE et de BOUCHET dans la DROME);

- vers le Sud, la région de BROUZET-LES-ALES/MONT BOUQUET, dans le GARD;

- vers l'Ouest, en revanche, on ne sait jusqu'où s'étendait la plate-forme: Pour P. COTILLON et al. (1979), les sédiments y traduisent "une certaine

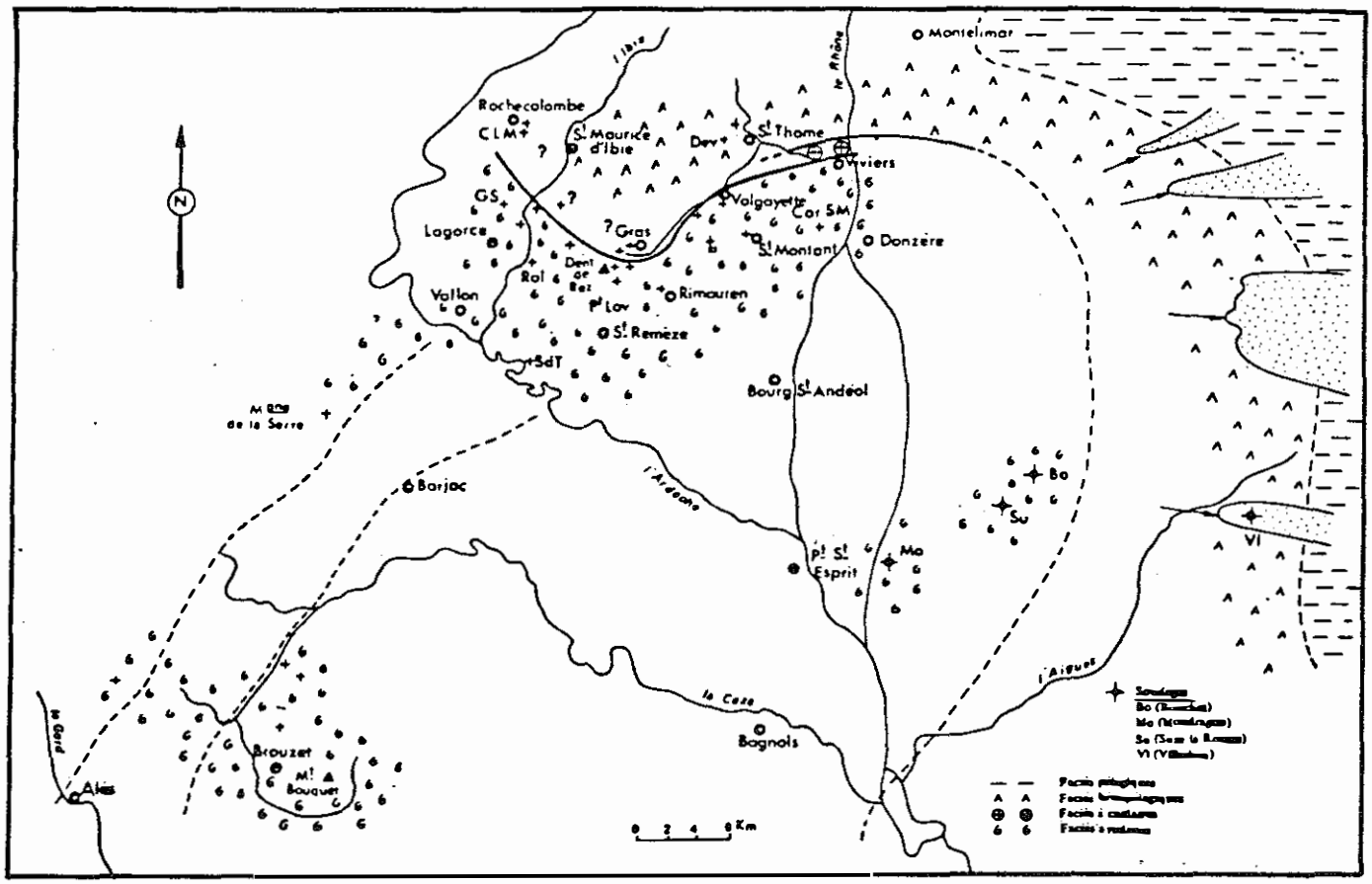


FIGURE 9 . EXTENSION MAXIMALE DE LA PLATE-FORME URGONIENNE ARDECHOISE AU BEDOULIEN (in P. COTILLON et al., 1979).

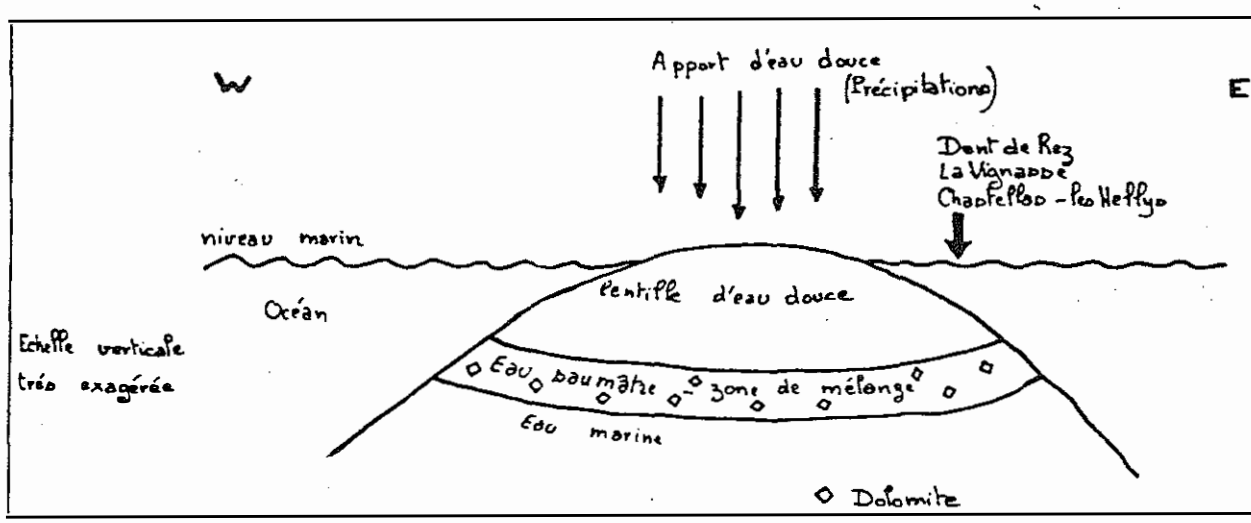


FIGURE 10 . ESSAI D'APPLICATION DU MODELE "DORAG" AU NIVEAU DOLOMITIQUE DE LA DENT DE REZ (in D. LAFARGE, 1978).

approche vers un rivage impossible à situer mais sans doute assez lointain", car il manque, dans les séries, des faciès intertidaux et supratidaux.

b - Bathymétrie.

En PROVENCE, J.P. MASSE (1976) identifie, dans les séries marines urgoniennes, des surfaces d'altération et des croûtes calcaires qui définissent des domaines insulaires temporairement émergés: il les compare aux accumulations sablo-graveleuses de bioclastes qui forment les îles basses des CAYES (ou KEYS) de FLORIDE. Il précise cependant que, dans ces deux types, les surfaces et les périodes d'émersion sont relativement limitées au sein d'un système complexe de cordons sableux mobiles et de lagunes, indépendant d'une éventuelle côte continentale.

De son côté, D. LAFARGE (1978) a décelé à deux reprises des indices localisés d'émersion - ou de proximité d'émersion - de la plate-forme carbonatée urgonienne. Il s'agit de la présence de lentilles dolomitiques et de structures vésiculeuses.

* Lentilles dolomitiques:

A la base des calcaires bioclastiques des coupes de CHASTELLAS-LES HELLYS, de la DENT DE REZ et de LA VIGNASSE, il a observé un niveau de "corps dolomitiques à disposition lenticulaire hectométrique" d'épaisseur variable mais toujours inférieure à 3 m. Ce niveau succède à des alternances marno-calcaires dont la microfaune (ostracodes) indique une nette tendance à la régression.

La précipitation primaire de dolomite est généralement admise pour certains milieux margino-littoraux confinés où sursaturés, dans lesquels le rapport Mg/Ca est supérieur à 5. Cependant, l'absence de faciès évaporitiques en ARDECHE implique de faire appel à des phénomènes de cristallisation de dolomite en milieu à basse salinité; un modèle existe dans lequel la dolomite peut cristalliser, à un taux très faible, pour un rapport Mg/Ca voisin de 1: cela implique la proximité d'une aire épicontinentale avec précipitation de la dolomite dans la nappe aquifère au niveau de la zone de mélange entre l'eau douce et l'eau salée. Ce modèle a été vérifié sur l'atoll de MURUROA qui possède

une morphologie tout-à-fait différente de celle des éventuelles zones émergées de la plate-forme urgonienne ardéchoise; D. LAFARGE propose cependant son application aux lentilles dolomitiques du plateau de SAINT-REMEZE (voir figure 10). Il résume ainsi ses observations:

- les coupes étudiées sont situées dans le talus où se déposent des sédiments oobioclastiques issus d'un haut-fond;

- l'analyse séquentielle montre, aux HELLYS, une évolution régionale régressive de type klüpfélien jusqu'au sommet du Barrémien Inférieur (voir figure 8);

- le niveau dolomitique observé traduirait la présence d'un haut-fond de nature oolitique, temporairement émergé, renfermant quelques Coelentérés isolés (voir figure 11);

- l'éventualité d'une dolomitisation post-dépôt de tout ou partie des calcaires oobioclastiques susjacents n'est pas exclue.

* Structures vésiculeuses:

Vers le sommet des falaises dominant SAINT-MONTAN, dans les faciès adjacents aux Rudistes, datés de la base du Bédoulien, le même auteur note que par endroits les éléments fins (pelloïdes et foraminifères) montrent des keystone-vugs ou structures en "clef-de-voute" (voir figure 12): liées à la rétention de gaz, elles caractérisent des sédiments sableux, dévasés et soumis à des émersions temporaires. La rareté de ces figures sédimentaires - localisées à un seul banc d'épaisseur métrique - et l'absence de cimentation stalactitique ou en ménisque témoignerait cependant d'exondations exceptionnelles et de l'absence de zone vadose avec circulations d'eau douce. Ce genre de microfaciès pourrait représenter des accumulations bioclastiques, alternativement couvertes et découvertes par la mer, entre le biotope à Rudistes et la côte (équivalent de l'ensemble margino-littoral de J.P. MASSE, 1976).

En résumé, on peut dire que les calcaires urgoniens du plateau de SAINT-REMEZE correspondent à une plate-forme carbonatée à fleur d'eau (étage

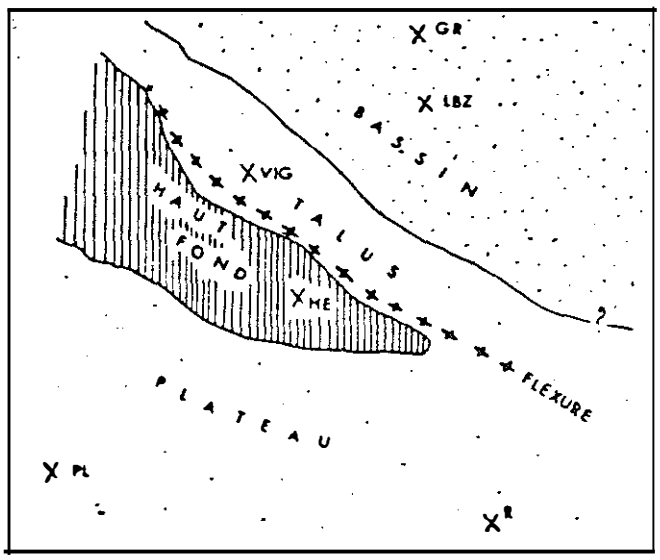
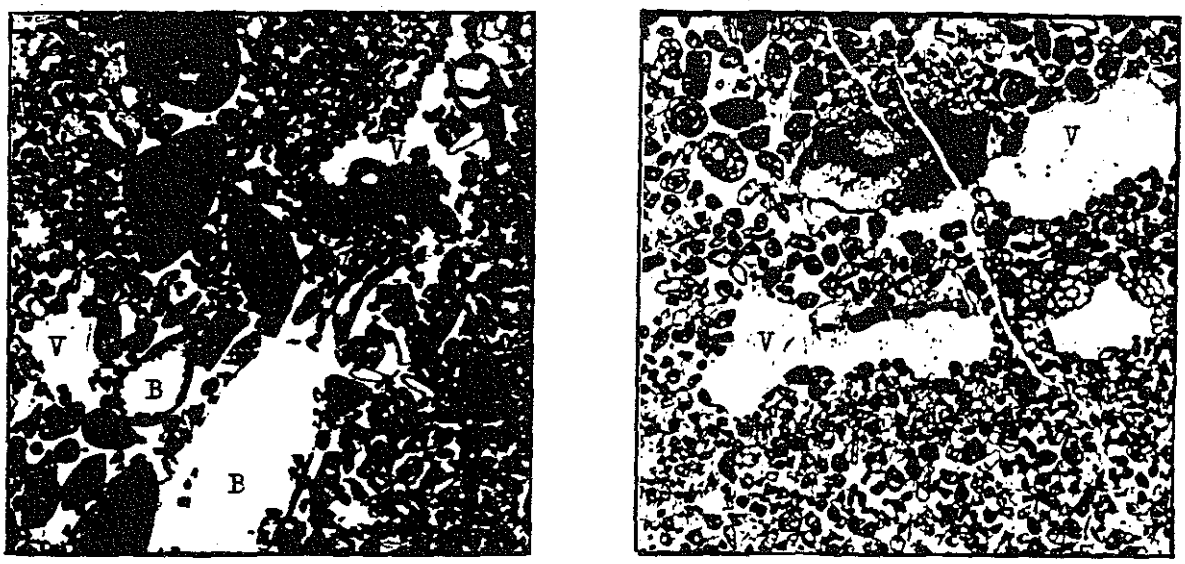


FIGURE 11 . INTERPRETATION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA BORDURE NORD-OUEST DE LA PLATE-FORME URGONIENNE ARDECHOISE (in P. DONZE & D. LAFARGE 1979).

Légende (voir également les figures 8 et 9) :

GR	Gras	HE	Les Hellys	LBZ	Le Bauzu
PL	Pont de Laval	R	Rimouren	VIG	La Vignasse

← POLARITE



a. Urgonien d'ARDECHE (in D. LAFARGE, 1978)

b. Urgonien de PROVENCE (in J.P. MASSE, 1976)

FIGURE 12 . STRUCTURES VESICULEUSES DANS UN SEDIMENT BIOCLASTIQUE

Légende : V Structure vésiculeuse B Bioclaste
La forme aplatie des structures en b est liée à la compaction.

infralittoral) exceptionnellement émergée, présentant une grande diversité de faciès en réponse principalement aux facteurs hydrodynamiques auxquels elle devait être soumise. A titre de comparaison, J.P. MASSE (1976) estime que la profondeur de l'ensemble de la plate-forme urgonienne provençale était comprise entre 0 et 20 m.

1.3. Les dépôts post-urgoniens.

L'Aptien à faciès argileux côtier, fortement érodé depuis son dépôt, ne se rencontre plus qu'en bordure du plateau urgonien (vallées de l'IBIE et du RHONE). Il se subdivise alors en:

- 20 à 30 m de calcaires marneux et de marnes verdâtres très fossilifères attribués au Bédoulien;

- environ 50 m de grès et de sables verts à gris, surmontés d'une mince couche de calcaires et de marnes bleues à ammonites pyriteuses (Gargasien).

L'Albien affleure surtout au Sud: dans notre secteur, il n'a été repéré qu'au bord de la route SAINT-MONTAN/BOURG-SAINT-ANDEOL, sous la forme de 10 à 20 m de sables et d'un cordon phosphaté très fossilifère de 1 à 2 m d'épaisseur.

Les témoins de Crétacé supérieur sont également rares et essentiellement distribués de LAGORCE à VAGNAS, à l'Ouest, et de LARNAS à VIVIERS, au Nord. Il s'agit de dépôts détritiques, à dominance gréso-conglomératique:

- marnes et grès du Cénomano-Turonien (au Nord) passant à des calcaires gréseux, puis à Entroques, associés ou non (à l'Ouest) à des grès et sables à bancs de lignite;

- 10 m de grès grossiers et de calcaires à Rudistes attribués au Coniacien dans la zone Ouest, le reste de la série crétacée étant, dans le BAS-VIVARAIS, en lacune totale, à l'exception des petits bassins lacustres santoniens de BESSAS et de VAGNAS (J.P. BOISSIN, 1975).

Le Crétacé supérieur présente donc la série régressive suivante:

- marnes circalittorales "profondes" du Néocomien;
- calcaires urgoniens de plate-forme au Barrémo-Aptien;
- faciès côtier à l'Aptien;
- faciès littoraux et margino-littoraux (lignites et rudistes) au début du Crétacé supérieur;
- témoins localisés de sédimentation lacustre au Santonien;
- lacune (de sédimentation?) à la fin du Sénonien.

2 - Les dépôts tertiaires.

Comme il est de règle, la "continentalisation" s'accompagne ici d'une importante réduction d'épaisseur des dépôts qui deviennent sporadiques et localisés. Ce n'est qu'avec la courte série de transgressions du Néogène que se développeront de nouveau des faciès plus uniformes, surtout dans la vallée du RHONE.

2.1. Le Paléogène.

2.1.1. Le Paléocène.

Il n'en existe aucune trace dans la zone d'étude et aux alentours immédiats.

2.1.2. L'Eocène.

Par analogie avec les argiles bigarrées et les sables du Triscatin, certains sédiments rencontrés très sporadiquement à LAGORCE (dans les poches d'un paléokarst), LE GARN et ORGNAC, ont été attribués à l'Eocène inférieur: G. TRUC et P. BORTHAULT (1968 in J.P. BOISSIN, 1975) placeraient cependant une partie de ces sédiments dans le Santonien. Entre LAVAL et SAINT-ROMAN des calcaires lacustres à Planorbis, datés du Lutétien, sont recouverts par les dépôts oligocènes du bassin d'ALES: plus au Nord, on trouve du Priabonien, essentiellement calcaire et marneux, entouré de quelques dépôts côtiers détritiques et parfois ligniteux (BARJAC).

2.1.3. L'Oligocène.

Il s'agit d'une sédimentation fluvio-lacustre qui, développée dans le bassin d'ALES, comprend les termes suivants:

- calcaires blancs mats en plaquettes du Sannoisien inférieur (jusqu'à BARJAC et ISSIRAC);

- puissantes séries de calcaires marneux en petits bancs avec intercalations ligniteuses (jusqu'à VAGNAS) anciennement exploitées à BARJAC;

- argiles rouges et marnes bariolées stampiennes au sud de SALAVAS ainsi que sur quelques buttes témoins autour d'ISSIRAC;

- épais complexe lacustre (400 à 650 m) de marnes jaunes ou rouges avec intercalations de calcaires grumeleux ou gréseux, couronné par un niveau de conglomérats et de poudingues appartenant à l'Oligocène supérieur du nord du bassin d'ALES (J.P. BOISSIN, 1975).

De VAGNAS à l'ARDECHE, des sables rouges feldspathiques et des conglomérats siliceux continentaux ont été attribués au Stampien, mais le Sannoisien doit y être également représenté: d'après P. DEMANGEON (1960), il s'agirait de formations littorales du lac oligocène d'ALES-BARJAC. Plus à l'Est, en direction de la vallée du RHONE, ne subsiste que la série des calcaires laguno-lacustres.

Au Stampo-Aquitanien, une épaisse série détritique marno-gréseuse et conglomératique comble définitivement le bassin d'ALES: elle aurait été la conséquence de l'intensification des actions torrentielles due aux mouvements tectoniques le long de la bordure cévenole.

2.2. Le Néogène.

2.2.1. Le Miocène.

A l'Aquitanien, la transgression miocène va s'avancer très rapidement dans les régions rhodaniennes, englobant les bassins de PROVENCE et ceux du LANGUEDOC, pour y déposer les premiers terrains marins depuis le Crétacé inférieur (C. SITTLER, 1965). Des marnes bariolées sont attribuées à la base de cet étage, suivies par des calcaires lacustres blancs à gastéropodes, lesquels affleurent à la GARDE-ADHEMAR: ils ne sont représentés, en rive droite du RHONE, que par un lambeau-témoin près de SAINT-MARCEL-D'ARDECHE.

A l'Helvétien se déposent des formations conglomératiques à Pecten dont l'âge, à proximité de SAINT-MONTAN, atteint la base du Pliocène.

Au cours du Messinien, les effets de la phase régressive régionale qui a affecté le bassin de la THETYS se marquent notamment par un important surcreusement fluviatile: le "*fleuve rhodanien prépliocène*" (R. BALLESIO, 1973) aurait alors amené son bed-rock à- 236 m NGF, tandis que se creusait le canyon de l'ARDECHE.

2.2.2. Le Pliocène.

Suite à la régression messinienne, la région rhodanienne a subi deux principaux évènements sédimentologiques: le comblement pliocène et les successions de stades de dépôt et d'érosion du Plio-Quaternaire (qui seront étudiées avec les terrasses quaternaires).

a - La phase continentale inférieure.

Après le maximum du creusement messinien, le "fleuve rhodanien" prépliocène dépose des conglomérats et des argiles palustres ou lacustres. A PIERRELATTE, cette série fluvio-lacustre atteint 245 m d'épaisseur (voir figure 13); le futur bassin de PIERRELATTE se présente déjà comme une vaste zone subsidente, marécageuse ou lacustre.

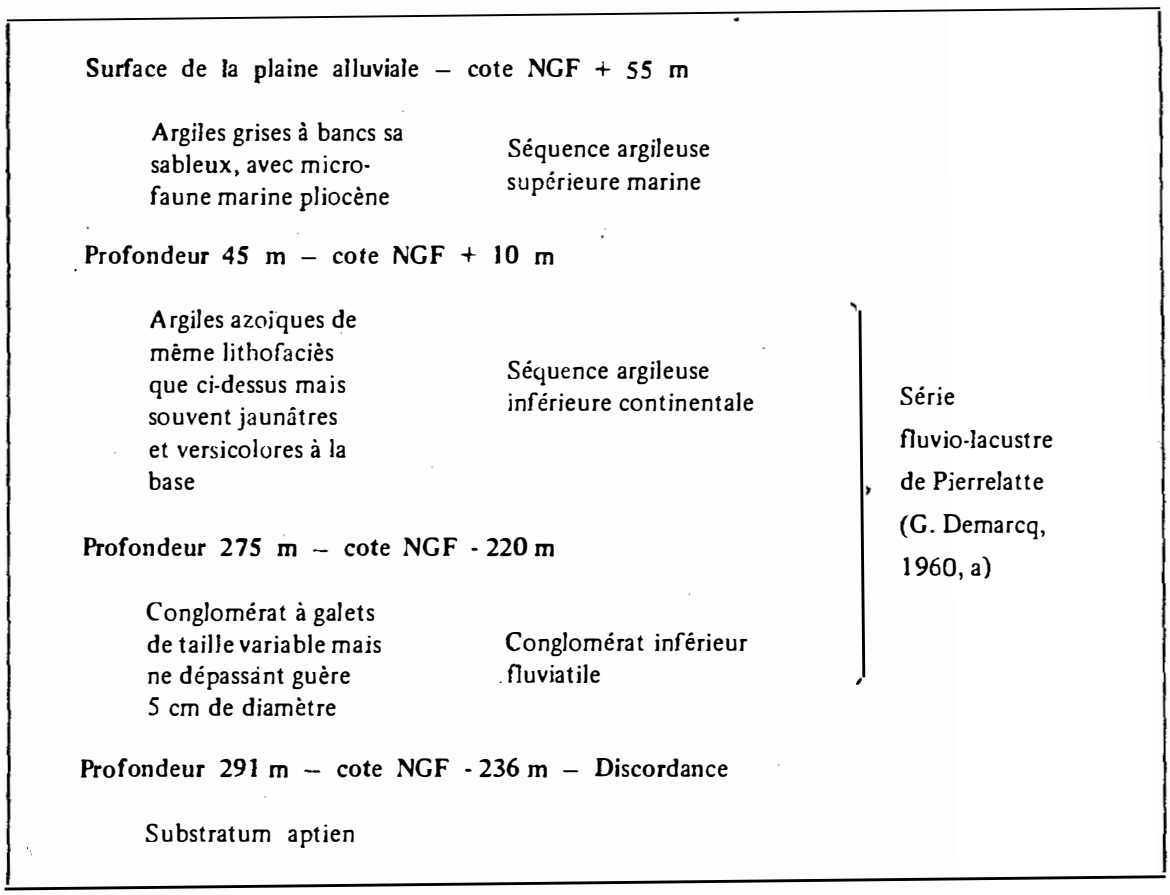


FIGURE 13 . LE PLIOCENE DANS LE SONDAGE DP$_1$ DE PIERRELATTE (in R. BALLESIO, 1972)

b - La phase marine.

La première incursion d'eau salée dans ce milieu provoque des dépôts lagunaires: ce type de faciès apparaît normalement à la fin d'un cycle sédimentaire, pendant la phase de régression. Sa position stratigraphique s'explique ici par la morphologie particulière de la zone de dépôt, en bassins compartimentés qui sont devenus saumâtres dans un premier temps avant de subir une invasion marine franche (bassins de VALREAS, MONTELIMAR, CREST, VALENCE, ..., voir figure 14). Ce bref épisode saumâtre est marqué par le dépôt peu épais des argiles à Congéries qui est un repère stratigraphique commode.

La région acquiert ensuite rapidement un caractère marin franc, très net au sud du seuil de DONZERE, tandis qu'au nord se développe une faune appauvrie liée à un mauvais brassage des eaux et à des apports importants d'eau douce. La ligne de rivage est repoussée très loin en amont d'une gigantesque ria de près de 250 km de long, comme en témoigne la présence de Tabianien dans le secteur d'étude. R. BALLESIO parle d'une longueur de littoral considérable (900 km) liée au développement de nombreux petits golfes latéraux dont, dans le bassin de PIERRELATTE, ceux de SAINT-ALEXANDRE, SAINT-JUST, SAINT-MONTAN et le complexe anastomosé de BOLLENE/SAINT-PAUL-TROIS-CHATEAUX (voir figure 15). Il est intéressant de noter que ces quatre zones correspondent actuellement à des vallées empruntées respectivement par l'ARNAVE, l'ARDECHE, la CONCHE et le LEZ avec le LAUZON. Il semble, comme cela a été prouvé pour l'ARDECHE, que ces cours d'eau actuels se soient mis en place dès le Pliocène inférieur. La sédimentation argileuse, témoin d'un milieu de dépôt assez profond, domine cette période, mis à part le développement local de quelques faciès côtiers ou littoraux plus détritiques. L'épaisseur de ces argiles dépassait probablement 45 m à PIERRELATTE (voir figure 13) où elles ont pu être ravinées.

c - La phase continentale supérieure.

La subsidence du bassin rhodanien cesse à la suite d'un nouvel épisode tectonique et, tandis qu'il s'exhausse et que se soulèvent les ALPES, le niveau de la mer baisse du fait des premières manifestations glaciaires.

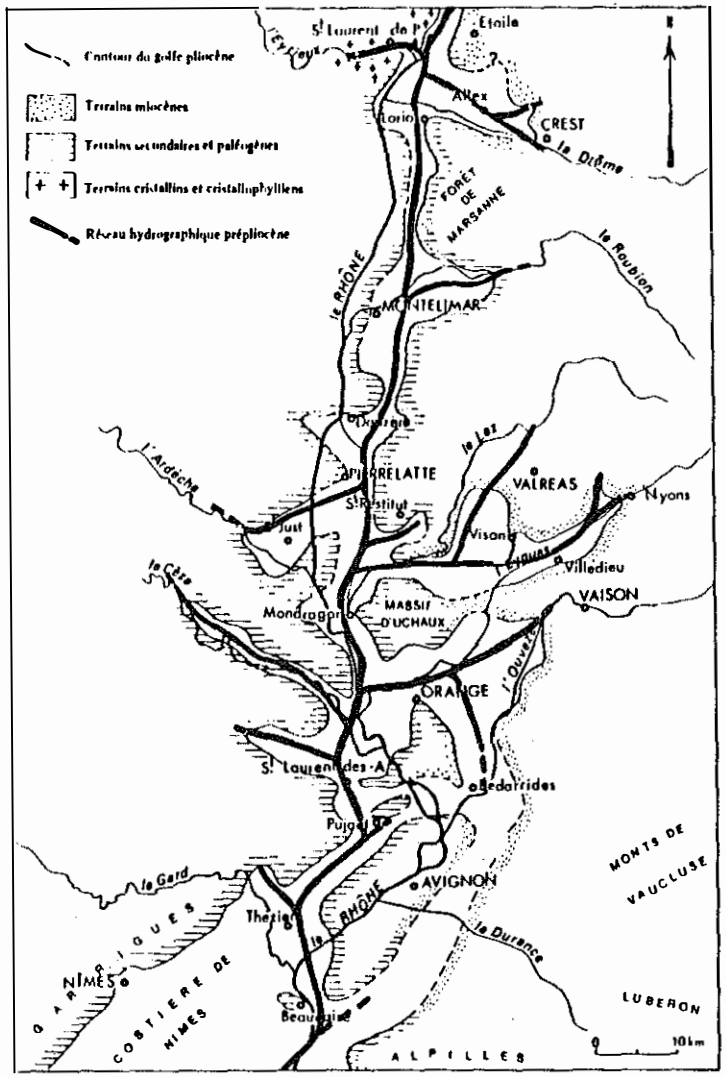


FIGURE 14 . LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE RHODANIEN PRE-PLIOCENE (in R. BALLESIO, 1972).

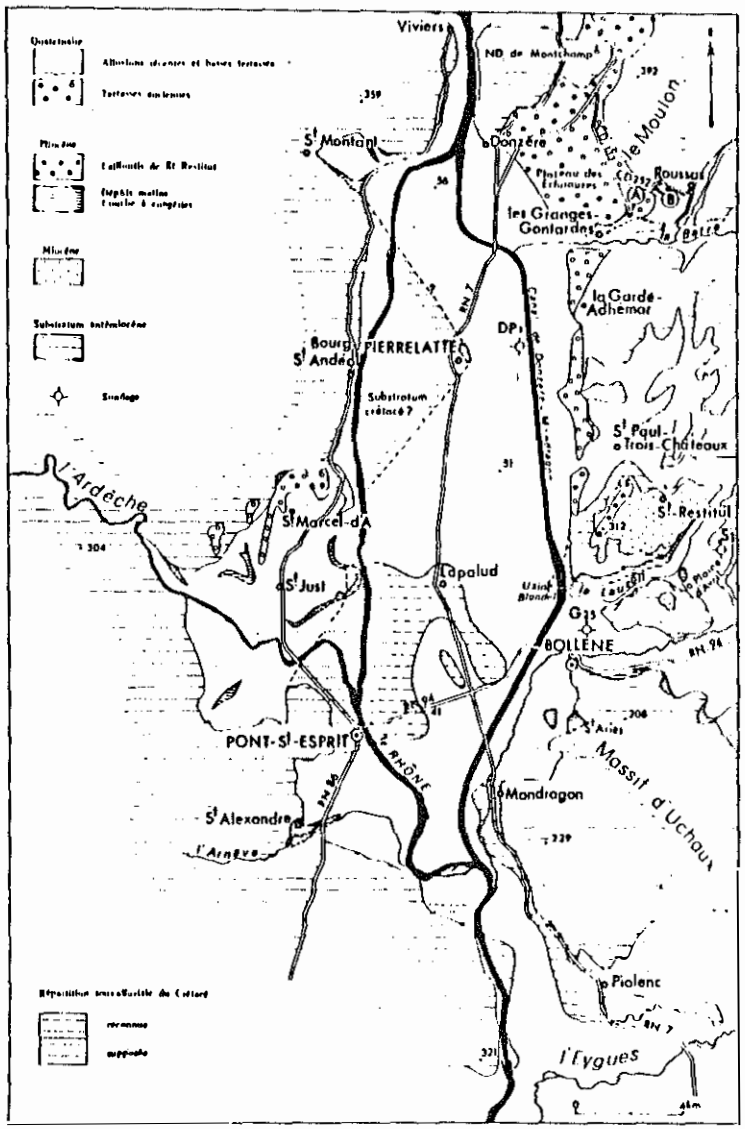


FIGURE 15 . LE BASSIN DE PIERRELATTE.
(in R. BALLESIO, 1972)

Les données manquent sur les différents stades de ce comblement dans le bassin de PIERRELATTE, mais on sait que de vastes dépressions abandonnées par la mer étaient occupées par des eaux stagnantes et que se développait un nouveau réseau fluviatile. Il se produit alors de nouveaux dépôts caractérisant des milieux saumâtres avec, au sud de DONZERE, les marnes lagunaires à *Potamides basteroti*.

L'évolution vers une phase continentale se précise ensuite avec la mise en place des grands axes de drainage fluviatile dont le tracé ne subira plus, au Quaternaire, que des modifications de détail. Les dépôts fluviatiles supérieurs, érodés à PIERRELATTE, dépassent une trentaine de mètres d'épaisseur plus au Sud (LE CORIANCON, costière du GARD). Tandis que s'achève l'époque villafranchienne, apparaissent les premières terrasses quaternaires.

3 - Les témoins morphologiques quaternaires.

Les dépôts quaternaires sont essentiellement représentés par:

- des loess et limons éoliens (vallée du RHONE, plaine du CHASSEZAC);
- des colluvions et matériaux de pentes variés (éboulis, grèzes, ...);
- des accumulations de tufs;
- des matériaux détritiques carbonatés, fins et grossiers, sur les plateaux;
- des formations résiduelles et des remplissages de grottes (ceux-ci parfois datés par la présence d'industries, seront étudiés au chapitre traitant de la paléoclimatologie);
- enfin des alluvions fluviatiles de l'ARDECHE, de ses affluents et du RHONE, qui couvrent la période du Miocène supérieur à l'Actuel.

On s'intéressera principalement à ces dernières du fait de l'importance qu'elles acquièrent - lorsqu'elles sont datées - pour la chronologie des étapes de la karstification plio-quaternaire: en effet, il est généralement admis une corrélation entre l'étagement des niveaux des grottes et celui des terrasses fluviatiles. Ce fait est net pour des régions comme le BAS-VIVARAIS où le niveau de base régional est un fleuve depuis une époque probablement antérieure au Pliocène. Dans ce contexte, les périodes de stabilité tectonique et/ou climatique

se traduisent conjointement par des remblaiements fluviatiles et par une karstogénèse à dominante sub-horizontale en profondeur.

A. CAVAILLE (1970) décrit ainsi, dans la région de VALLON-PONT-D'ARC, trois niveaux de galeries étagés sur 180 m, qu'il attribue à l'ensemble du Quaternaire: selon lui, aucune galerie, aussi haute soit-elle sous les plateaux, n'a donné de faune pliocène au sens strict du terme, ce dont il déduit l'imbrobabilité d'une karstification datant du Tertiaire supérieur !

3.1. Les terrasses plio-quaternaires.

D'après J. PIC (1979), il n'y a pas de rupture marquée entre le Pliocène et le Quaternaire, ce dernier formant une "phase régressive post-pliocène"; pour le LANGUEDOC, R. BALLESIO (1972 in G. FABRE, 1980) situe la limite du Quaternaire dans la coupure climatique qui s'est manifestée au Villafranchien moyen, tandis que E. BONIFAY (1975 in G. FABRE, 1980) définit un Pliocène au sens large qui englobe le Pliocène sensu stricto (débutant vers 8 MA au Plaisancien inférieur) et le Pléistocène et qui commence vers 1,8 MA au passage Villafranchien moyen/ inférieur. On abordera l'étude des dépôts alluviaux plio-quaternaires dans leur ensemble, en distinguant essentiellement les terrasses villafranchiennes, rissiennes, würmiennes et récentes.

J. PIC (1979) signale cependant que le seul élément de datation faunistique des hauts niveaux de l'ARDECHE et de ses affluents serait un témoin alluvial remanié dans une poche karstique: l'ensemble des datations proposées pour cette zone repose essentiellement sur des analyses pédologiques, minéralogiques et granulométriques, ... ainsi que sur la position morphologique de lambeaux de terrasses souvent isolés. Ces méthodes entraînent une subjectivité qui ne pourra être effacée qu'en compilant les données émanant de plusieurs auteurs et de différentes époques: dans le chapitre suivant est ainsi présentée une synthèse des principaux travaux antérieurs, dans laquelle on s'est efforcé de ne retenir que la localisation géographique des niveaux de terrasses - notamment leur altitude - et leur âge proposé.

3.1.1. La moyenne vallée de l'ARDECHE au sud d'AUBENAS.

Pour J. MOINEREAU (1966), une seule différence apparaît clairement du point de vue pédologique: les sols polyphasés des hauts niveaux, à plus de 100 m au-dessus de la rivière se distinguent de ceux des bas niveaux situés à moins de 55 m d'altitude relative. Entre ces deux limites, il ne définit pas de véritables terrasses mais des "replats alluviaux" sur lesquels ont pu se développer des sols monophasés.

Entre AUBENAS et SAINT-SERNIN, l'ARDECHE alluvionne avant de traverser les "gras" jurassiques en gorges. A l'aide de photographies aériennes et d'études pédologiques, B. LABROUSSE (1977) individualise deux vastes terrasses distinctes dans les bas niveaux:

- une basse terrasse entre + 15 et + 20 m par rapport à la rivière (soit de 190 à 205 m d'altitude) qui serait würmienne;

- une moyenne terrasse entre + 25 et + 30 m (soit de 200 à 215 m d'altitude) qui serait rissienne.

J. PIC (1979), citant J. MICHOU (1940), sépare, d'AUBENAS à VALLON-PONT-D'ARC, deux terrasses situées dans des hauts niveaux (voir figure 16):

- entre AUBENAS et RUOMS, de 250 à 300 m, et au-dessus de l'IBIE (à l'entrée des gorges de l'ARDECHE), vers 250-260 m, s'étale une surface d'érosion recélant des gros galets bien roulés qu'il attribue au Pliocène moyen;

- entre AUBENAS et VALLON-PONT-D'ARC, un niveau renfermant des galets analogues se rencontre de 220 à 165 m, d'où un âge moindre proposé, le Pliocène supérieur.

3.1.2. La plaine alluviale de VALLON-PONT-D'ARC.

B. LABROUSSE (1977) repère, dans ce secteur, les niveaux du SERRE DE MEJEAN (195 m) et du méandre fossile de la plaine de TARNIS qui culmine à 216 m: il constate un parallélisme de ces niveaux avec certaines portions des

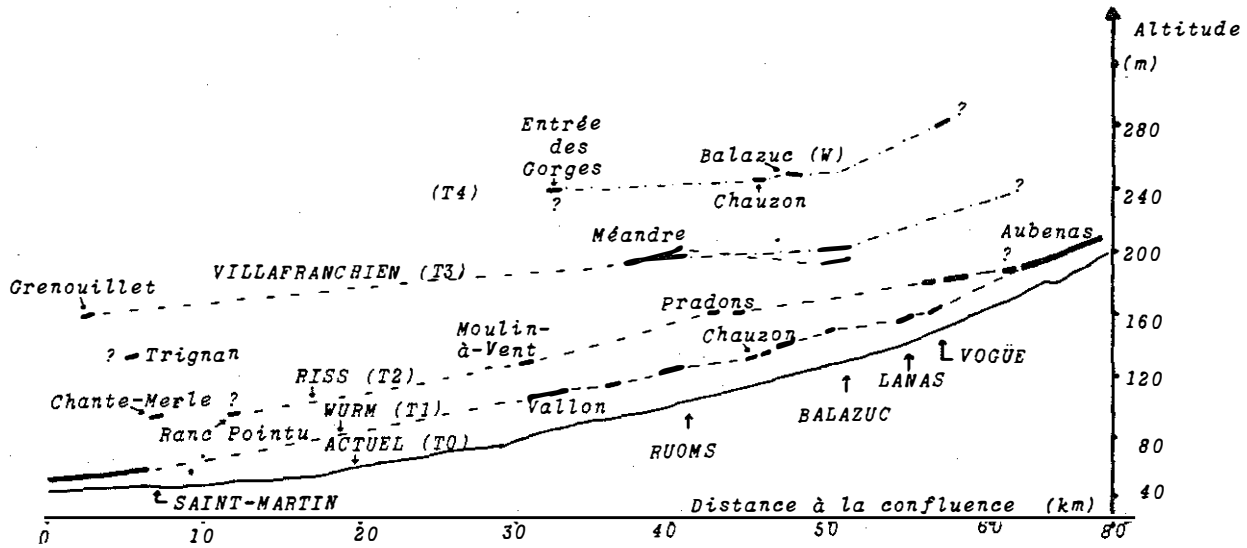


FIGURE 16 . EVOLUTION DU PROFIL EN LONG DE L'ARDECHE AU PLIO-QUATERNAIRE.
(d'après B. LABROUSSE, 1977 et J. PIC, 1979)

Légende : ——— Corrélations de B. LABROUSSE, 1977
——·—·— Corrélations de J. PIC, 1979
T1 à T4 Niveaux de terrasses plio-quaternaires
T0 Thalweg actuel

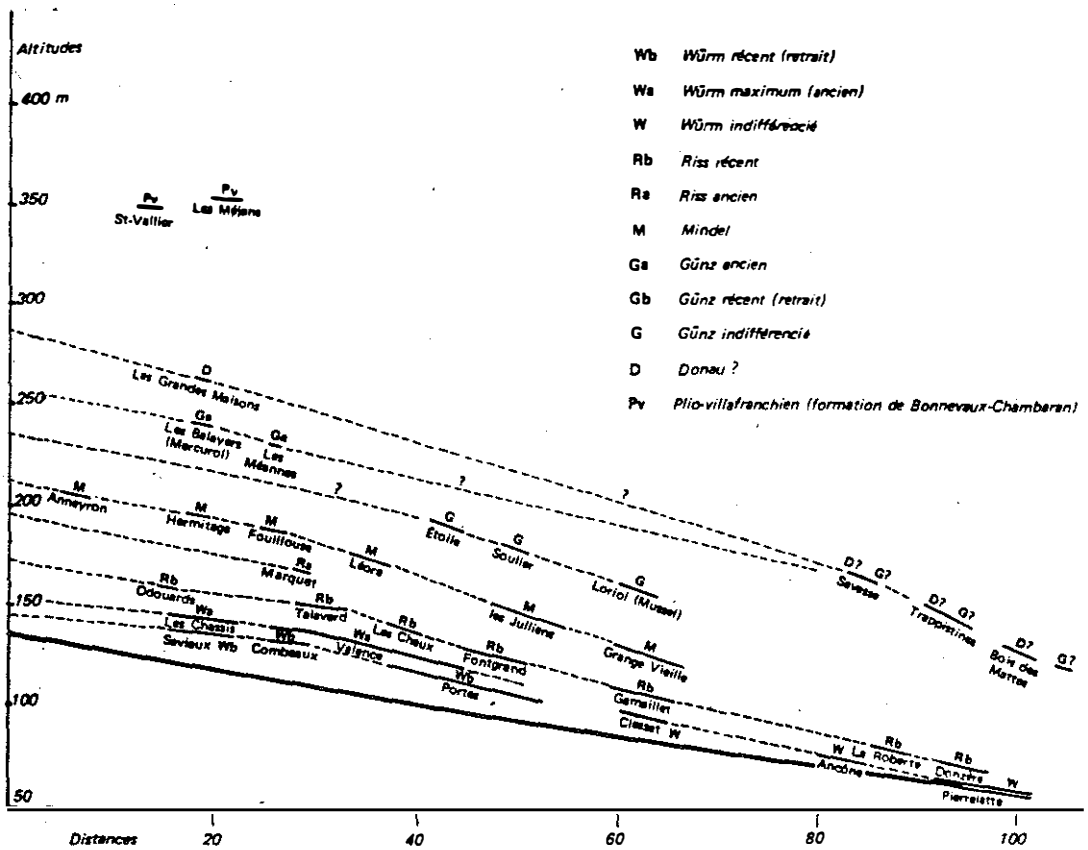


FIGURE 17 . NIVEAUX DE TERRASSES DE LA MOYENNE VALLEE DU RHONE.
(in M. BORNAND, 1978)

profils en long de l'IBIE et de l'ARDECHE, situés aux environs de 200 m d'altitude. Il propose ainsi l'hypothèse d'une vaste plaine d'étalement, due à l'engorgement de la rivière à l'entrée des gorges, qu'il date du Villafranchien d'après la nature des alluvions: pour A. BONNET (1962), la terrasse située en amont des gorges, au-dessus de la côte relative + 100 m (soit vers 190 m d'altitude) renferme également des "cailloutis villafranchiens". On notera que cette hypothèse implique un creusement déjà bien avancé du canyon supérieur de l'ARDECHE au tout début du Quaternaire.

En revanche, Y. CALLOT (1979) se montre à la fois plus réservé et moins précis: pour lui, en amont des gorges, le bassin de l'ARDECHE ne porte pas de hautes terrasses aussi nettes que celles de l'aval; il existe seulement de nombreux "placages difficilement déterminables" dont il ne précise pas la localisation. Citant A. REY (1975), il les interprète comme des lambeaux de terrasses plio-villafranchiennes. Pour les terrasses plus récentes, il propose des altitudes relatives de + 70 à + 80 m pour le Riss ancien et + 30 à + 50 m pour le Riss moyen ou récent.

B. LABROUSSE (1977) distingue également deux autres terrasses entre CHALAMELAS et VALLON-PONT-D'ARC:

- l'une située entre 100 et 115 m (soit de + 15 à + 30 m d'altitude relative) à laquelle viennent se raccorder des alluvions appartenant à l'IBIE entre VALLON-PONT-D'ARC et la COMBE-SAINT-PIERRE et pour laquelle A. BONNET (1962) propose un âge würmien;

- l'autre, très récente et peu surélevée, formée par les alluvions actuelles de l'ARDECHE.

Enfin à la butte du MOULIN-A-VENT, à 131 m, il a noté un niveau alluvial qui se poursuit sans discontinuité jusqu'à la côte 120 m et qui se singularise par un cortège minéralogique à présence de chlorite: les profils en long rattacheraient ce niveau aux terrasses rissiennes observées en amont et concrétiseraient un palier à l'entrée des gorges de l'ARDECHE (voir figure 16).

3.1.3. Les lambeaux de terrasses des gorges de l'ARDECHE.

Ils sont rares et d'extension limitée: B. LABROUSSE (1977) en a localisé quatre, dont deux ont pu être datés:

- à LA ROUVIERE, à l'entrée des gorges;

- sous la grotte de la VACHE, à 140 m d'altitude;

- avant le confluent du ruisseau de LOUBY, à 115 m d'altitude, sous la forme d'un affleurement d'argile rougeâtre avec galets altérés de quartz, granite et basalte, antérieur à la fin du Riss;

- à la grotte du RANC POINTU N° 2 où une industrie du Würm ancien (Würm I) repose vers 45 m au-dessus de la rivière (soit entre 90 et 100 m d'altitude) sur un lit d'alluvions qui serait du Riss récent (voir figure 16).

3.1.4. Le RHONE et l'ARDECHE à leur confluence.

Faisant pendant à la rareté des témoins alluviaux dans les gorges de l'ARDECHE, la zone de confluence présente un système complexe de terrasses dans lequel les hauts niveaux des deux cours d'eau sont mêlés (J. PIC, 1979).

Dans la vallée du RHONE, les influences fluvio-glaciaires cessent, pour M. BORNAND (1978), entre VALENCE et le sud de DONZERE, dans ce qu'il nomme le "domaine de remblaiement fluviatile". Il distingue ainsi cinq principaux niveaux, régulièrement étagés au-dessus des alluvions récentes. Dans les vallées affluentes, les terrasses cessent au profit des apports périglaciaires locaux (DROME, ROUBION/JABRON, ARDECHE) et les étagements de niveaux deviennent beaucoup moins nets et surtout plus difficiles à relier avec ceux du système rhodanien.

En bordure du secteur étudié, on assiste (voir figure 17):

- à l'abaissement et à la convergence vers l'aval des terrasses alluviales;

- à la réduction du nombre de niveaux vers l'aval (avec, notamment, la disparition des hautes terrasses mindéliennes et des alluvions de plateau);

- au rapprochement des altitudes de dépôt des alluvions holocènes et würmiennes, ces dernières plongeant sous le remblaiement récent au sud de PIERRELATTE.

Pour l'ensemble de la moyenne vallée du RHONE, il distingue 5 stades d'évolution pédologique étagés du Villafranchien au Würm (voir figure 18). Il est intéressant de signaler son essai d'évaluation de l'épaisseur de matériau qui a engendré chacune des terrasses: il s'appuie pour cela sur un "raisonnement isoquartzite" qui postule l'invariance du nombre de galets de quartzite dans les alluvions au cours du Plio-Quaternaire et leur pérennité tout au long des phases pédologiques (les quarzites étant à la fois dures et insolubles). Ainsi une concentration anormalement élevée en galets de quartzite dans une terrasse donnée résulterait de la destruction d'une forte épaisseur de matériau alluvial. Les résultats - assez surprenants - attribuent une centaine de mètres d'épaisseur aux terrasses villafranchiennes (voir tableau III): ils permettent cependant de chiffrer l'incertitude dans la connaissance de l'altitude actuelle des niveaux de terrasses, incertitude négligeable à partir du Mindel où elle est de l'ordre de 5 m.

A. BONNET (1963) individualise une surface alluviale villafranchienne, par raccordements altitudinaux successifs, du delta du RHONE jusqu'au confluent de la DURANCE. Plus au Nord, il indique que les témoins se raréfient et se réduisent à l'état de lambeaux de surface restreinte, parmi lesquels ceux qui s'étendent le long de la rive droite du RHONE dans la plaine de PIERRELATTE: il donne, au niveau de BOURG-SAINT-ANDEOL, une fourchette d'altitude de 160 à 188 m (voir figure 19).

L'altitude <u>initiale</u> de dépôt des cailloutis villafranchiens est de:

- 145 m pour A. BONNET (1963);
- 150 m pour R. BALLESIO (1973) d'après l'altitude du niveau à Congéries;

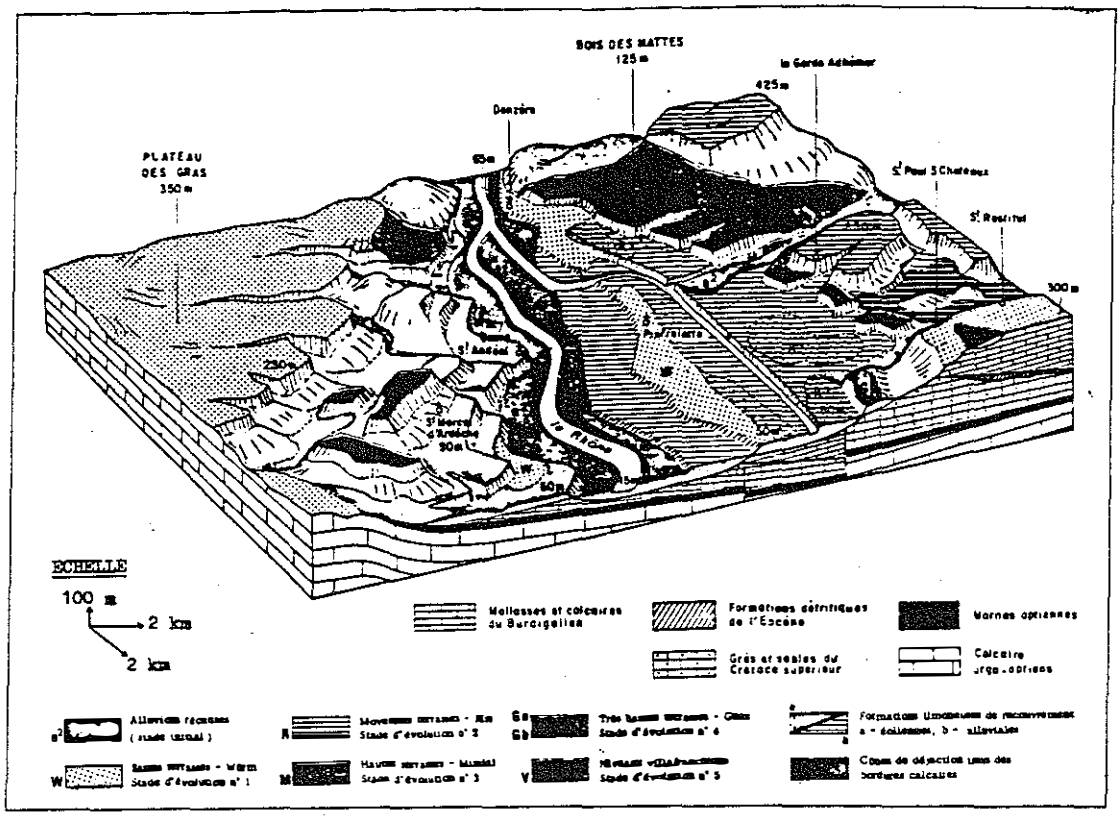


FIGURE 18 . BLOC-DIAGRAMME DES TERRASSES RHODANIENNES AUTOUR DE BOURG-SAINT-ANDEOL (in M. BORNAND, 1978).

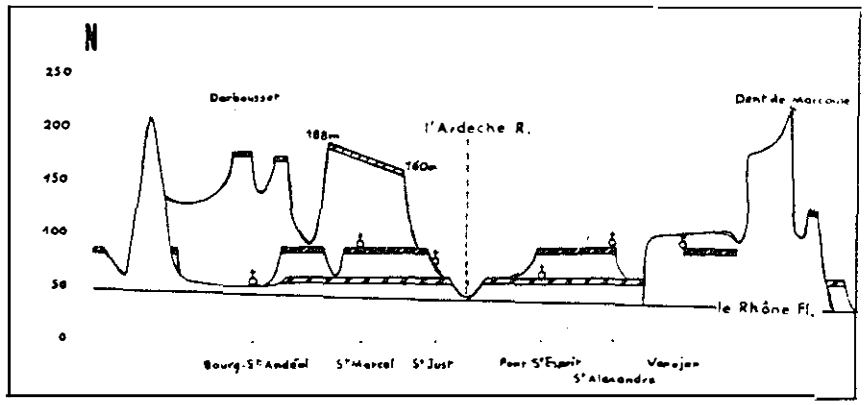


FIGURE 19 . LA SURFACE ALLUVIALE VILLAFRANCHIENNE DANS LA MOYENNE VALLEE DU RHONE (in A. BONNET, 1963).

Légende: Terrasse villafranchienne
Terrasse rissienne
Terrasse würmienne

Echelle : 0 · 5 km

- 140 à 145 m pour B. LABROUSSE (1979) qui considère la cote des sources observées au contact terrasse/substratum et propose un âge villafranchien terminal à günz.

Il faut préciser qu'il s'agit là du niveau de base des terrasses villafranchiennes et que l'épaisseur d'alluvions accumulées y est actuellement de l'ordre de 20 à 25 m. On obtient ainsi une altitude maximale de 170 m qui correspond à celle de culmination des témoins observés sur les plateaux ardéchois:

- 188 m pour A. BONNET (1963);

- 189 m au hameau de COURON, à l'ouest de SAINT-MARCEL-D'ARDECHE pour Y. CALLOT (1979). De ce point de vue, les 70 à 120 m d'épaisseur initiale des terrasses annoncés par M. BORNAND (1978) porteraient la cote maximale de dépôt des sédiments villafranchiens entre 210 et 260 m ce qui correspondrait aux terrasses rhodaniennes du Donaü/Günz, que l'on rencontre plus en amont.

On concluera le thème des terrasses villafranchiennes en signalant la judicieuse remarque de J. PIC (1979) qui considère qu'aucun élément ne permet de nier l'existence de terrasses successives au sein du Villafranchien! Cet argument sera par ailleurs repris et discuté plus loin.

Pour les terrasses plus récentes, A. BONNET (1962) propose un niveau du Riss ancien de + 35 à + 40 m, soit vers 75 à 80 m d'altitude puis une terrasse würmienne de + 15 à + 25 m (soit de 55 à 65 m).

3.1.4. Discussion et conclusion.

Dans la TROISIEME PARTIE sera entrepris un essai de datation du karst en fonction de l'altitude du paléo-niveau de base: pour les karsts supposés être plio-quaternaires, ce niveau de base a été représenté par l'ARDECHE et par le RHONE. Il était donc nécessaire de disposer, à titre d'hypothèse de départ, d'évaluations de la répartition altitudinale des différents niveaux alluviaux. On se basera pour l'ARDECHE sur le schéma proposé par B. LABROUSSE (1979) et complété par J. PIC (1979). En ce qui concerne la vallée du RHONE il semble que

seuls les niveaux de base des terrasses soient réellement significatifs pour le Quaternaire ancien (Villafranchien).

Le tableau V résume les nombreuses données énumérées précédemment et mettent en évidence les faits suivants (observés entre VALLON-PONT-D'ARC et la zone de confluence avec le RHONE):

- les altitudes relatives des différents témoins géomorphologiques plio-quaternaires s'étagent de haut en bas dans l'ordre chronologique, ce qui correspond à une succession logique, non significativement perturbée par la tectonique;

- les résultats concernant le Quaternaire récent sont les plus cohérents car les basses terrasses appartiennent à la même gamme d'altitudes relatives (+ 10 à + 30 m) tout au long de la vallée de l'ARDECHE: cela indiquerait un parallélisme du cours actuel et du paléo-cours würmien de la rivière;

- la notion d'altitude de dépôt (relative ou absolue) perd toute utilité au-delà du Villafranchien, conséquence probable des derniers contrecoups de la phase orogénique rhodanienne (Pliocène) qui ont pu bouleverser l'étagement des sédiments contemporains et de l'amincissement des lambeaux de terrasses suite à leur altération pédologique (M. BORNAND, 1978);

- aucun auteur ne relève de traces des terrasses mindéliennes ni sur l'ARDECHE, ni sur le RHONE en aval de LORIOL;

- les terrasses rissiennes et würmiennes de la moyenne vallée de l'ARDECHE semblent pouvoir être subdivisées en deux sous-niveaux: cela est mieux visible pour le Riss où le décalage est alors de 10 m (le niveau supérieur étant attribué au Riss ancien); dans la vallée du RHONE, M. BORNAND (1978) ne signale plus que des terrasses du Riss récent en aval de VALENCE.

3.2. La sédimentation en milieu karstique.

Trois remplissages de cavités ont été étudiés par différents auteurs: ceux de l'aven-grotte de MARZAL, de l'aven d'ORGNAC et de la grotte de SAINT-MARCEL.

Datation	Haute Vallée	Moy. Vallée	Gorges	Confluence
Würm	190 à 205	110 à 115	/	55 à 65
(Riss récent)	/	*110 à 130*	*90 à 100*	*65 à 75*
Riss	200 à 215	110 à 150	(115)	75 à 110
(Riss ancien)	/	*(150)*	/	*(75 à 80)*
(Mindel)	/	/	/	(75 à 80)*
(Günz)	/	/	/	(95 à 110)*
Villafranchien	165 à 220	/	/	120 à 190
Pliocène inf.	250 à 300	/	/	45 à 190

a - Altitudes absolues (m).

* d'après figure 17.

Datation	Haute Vallée	Moy. Vallée	Gorges	Confluence
(Würm récent)		*(15-20)*		*(10-15)*
Würm	15 à 20	15 à 30	10	10 à 25
(Würm ancien)		*(25-30)*		*(25-30)*
(Riss récent)		*(30-50)*		/
Riss	25-30	30-80	(70)	35-40
(Riss ancien)		*(70-80)*		*(35-40)*
Mindel	/	/	/	/
Günz	/	/	/	/
Villafranchien	100	100	/	(55)-145
Pliocène inf.	?	?	/	0-125

b - Altitudes relatives (m).

Tableau V - GAMMES D'ALTITUDE DES TEMOINS GEOMORPHOLOGIQUES PLIO-QUATERNAIRES DE LA VALLEE DE L'ARDECHE.

On ne présentera que cette dernière qui, de par son important développement (32 km), a fait l'objet de plusieurs travaux dont ceux de J. BLANC et H. CHAMLEY (1975) et J. BLANC (1976) auxquels il sera principalement fait référence. Cette grotte sera d'autre part étudiée plus en détail en TROISIEME PARTIE.

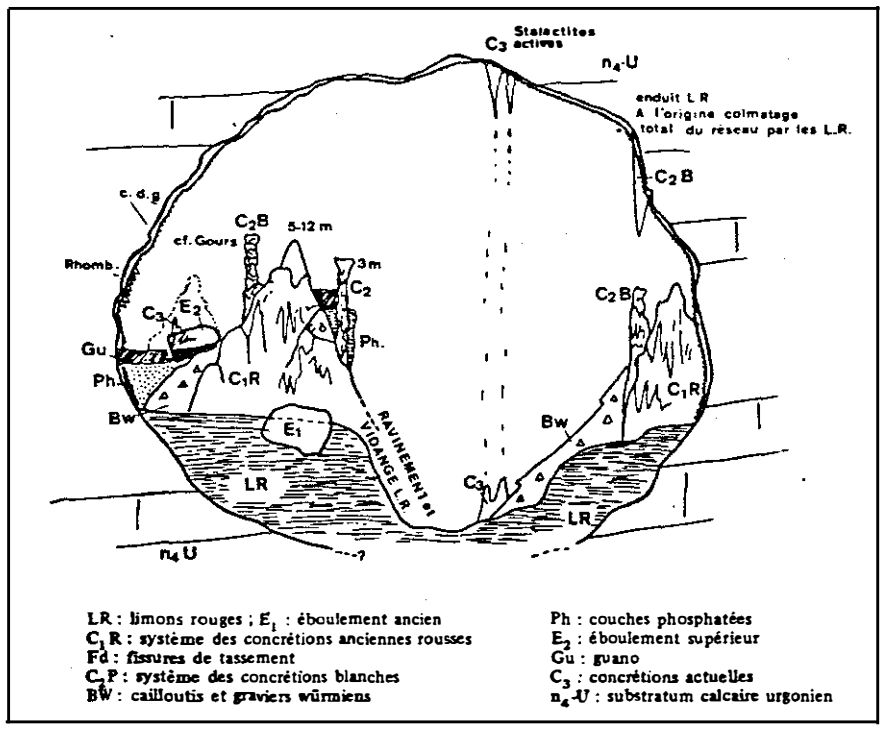
Il convient de noter, avant d'aborder ce thème, que si les exemples les mieux conservés de sédimentation en milieu karstique appartiennent au Quaternaire, celle-ci a en fait probablement débuté dès la fin du Crétacé, à l'époque de la première phase d'émersion généralisée.

3.2.1. La phase de dépot des "limons rouges".

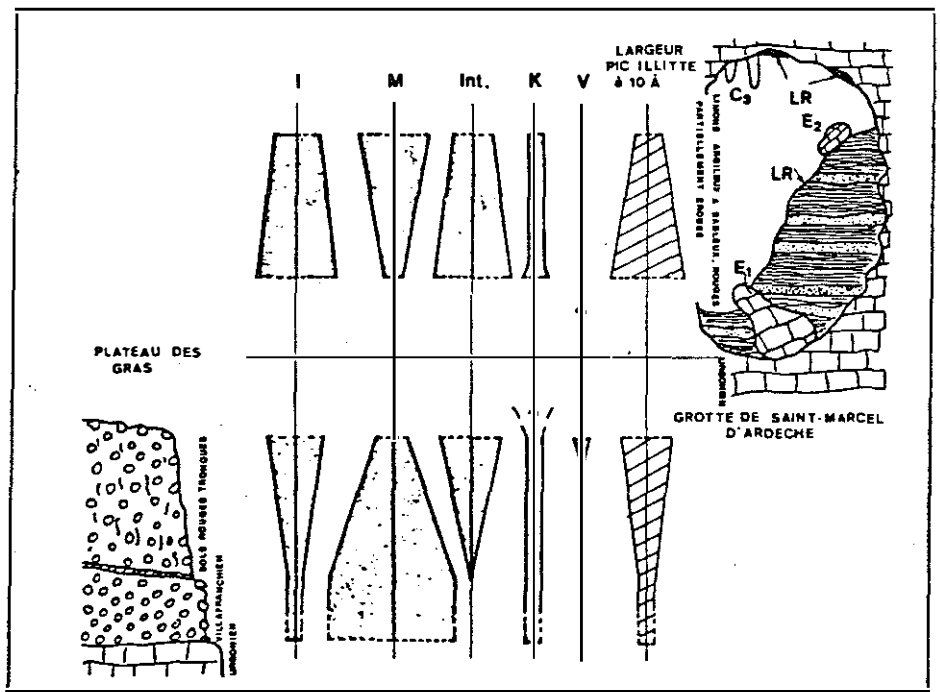
a - Les limons rouges.

Après leur creusement, les réseaux de la grotte de SAINT-MARCEL ont été colmatés par un remplissage initial de limons rouges à orangés, fréquemment varvés, sur une épaisseur de 3 à 15 m. La durée de dépôt des limons varvés peut être estimée entre 4000 et 12500 ans. Cependant le temps nécessaire à la sédimentation des limons non varvés et celui correspondant aux discontinuités observées (mud-cracks) amène à considérer une durée moyenne de remplissage qui a pu excéder 15000 ans.

Du point de vue minéralogique, les nombreux échantillons analysés sont homogènes et proviendraient d'une seule phase de dépôt. La ressemblance des associations argileuses entre les sols rouges, développés sur le Villafranchien du plateau de SAINT-REMEZE et les limons rouges de la grotte de SAINT-MARCEL amène J. BLANC (1976) à penser que les seconds proviennent de l'érosion des premiers: ainsi il y aurait eu, sur le plateau et au Villafranchien, un "paléosol unique, épais, progressivement érodé, transporté puis déposé en position inversée" dans la grotte. Des variations minéralogiques mineures apparaissent le long de certaines coupes, mais le fait qu'elles ne masquent jamais l'agencement des associations argileuses indique que le colmatage s'est effectué de façon assez rapide: cela s'est sans doute produit lors d'une période climatique unique, en relation avec un interglaciaire à climat rubéfiant, peut-être celui du Mindel-Riss? (voir figure 20).



a. Schéma synthétique.



b. Comparaison minéralogique des sols rouges post-villafranchiens et des remplissages karstiques.

FIGURE 20 . LES REMPLISSAGES SUCCESSIFS DE LA GROTTE DE SAINT-MARCEL (in J. BLANC et H. CHAMLEY, 1975).

b - Les éboulements anciens.

Avant et pendant le dépot des limons rouges apparaît une importante phase d'éboulements: celle-ci semble systématique à l'échelle régionale car on la retrouve à l'aven d'ORGNAC, à l'aven ARMAND (GARD), à la grotte des DEMOISELLES (HERAULT), à la baume CELLIER, à DARGILAN (AVEYRON), ...

3.2.2. Les systèmes de concrétions.

a - Les concrétions rousses.

Le colmatage quasi-total des réseaux par les limons rouges sera suivi d'un ravinement général, peut-être dépendant d'une phase régressive du Quaternaire. Cette reprise d'activité des drains karstiques va permettre le développement d'importantes concrétions dans l'espace de nouveau disponible. Leur dépôt paraît correspondre à de longues périodes humides anté-würmiennes car la couleur rousse des concrétions, teintées par des oxydes de fer, proviendrait de percolations à travers des formations rubéfiées: il s'agirait soit d'interstades rissiens, soit de l'interglaciaire Riss-Würm. La phase de ravinement citée prendrait ainsi place lors d'une séquence glaciaire régressive assimilable au Riss ou au Riss III qui a été très froid (voir plus loin).

b - Les concrétions blanches.

Après un laps de temps non déterminé, une deuxième génération de concrétions, non colorées, se superpose aux précédentes à la faveur d'un climat de nouveau humide. Ces concrétions montrent, en coupe, de fréquentes interruptions mineures de courte durée qui sont peut-être le résultat de périodes plus chaudes et plus sèches.

J.C. DUPLESSY (1972, in J. BLANC et H. CHAMLEY, 1975) en étudiant les rapports isotopiques de l'oxygène dans des concrétions de ce type à ORGNAC a proposé un taux moyen de croissance de 30 cm/1000 ans. P. CABROL (1978) mentionne une datation de J. LABEYRIE et al. (1967) qui,sur une stalagmite très blanche d'ORGNAC, a donné un taux moyen de croissance de 40 à 45 cm/1000 ans: il fait néanmoins remarquer que la technique employée (carbone 14) n'est pas

réellement fiable et que le taux mesuré s'est réduit de moitié après 4000 BP. En considérant donc un taux de croissance moyen de 30 cm/1000 ans, on pourrait attribuer à ces concrétions de 3 à 6 m de haut un âge moyen de 10000 à 20000 BP. On notera cependant que de tels concrétionnements se sont poursuivis jusqu'à l'Atlantique, voire jusqu'à l'Actuel, certains étant encore fonctionnels.

3.2.3. Les formations récentes.

Le stade suivant induit un nouveau colmatage des réseaux par des éboulis et grèzes cryoclastiques würmiens: des couches phosphatées, provenant de l'évolution d'amas de guano de chauves-souris indiquent une fermeture incomplète du réseau après le dépôt des dernières grèzes (Würm inférieur).

Une deuxième association minéralogique, peu répandue, a été reconnue par J. BLANC (1970) dans des dépôts bruns à brun-rougeâtre. Son cortège à chlorite préservée et illite bien cristallisée correspondrait à une formation sous climat froid; cette hypothèse s'accorderait avec son faciès lithologique rappelant celui des grèzes cryoclastiques. Il semble que ces matériaux proviennent de l'érosion météorique de cailloutis würmiens développés localement sur le plateau calcaire et soient ainsi tardi-glaciaires (Würm IV?) à post-glaciaires.

Des éboulements dits "supérieurs" apparaissent ensuite, surmontés par la dernière génération des concrétions actives développée au Würm supérieur et au post-Glaciaire. Tandis qu'une deuxième couche de guano se déposait, par endroits, aux réseaux du LAC (deuxième entrée probable de la grotte au Würm) et du LABYRINTHE, une nouvelle chute de blocs apparaissait vers le Boréal. Une dernière phase humide est marquée par des gours parfois gigantesques et encore localement actifs, au sub-Atlantique (3500 à 3000 BP).

Les dernières traces d'activité sont enfin représentées par des excentriques sur les parois, ainsi que quelques fistuleuses et disques: les écoulements actuels sont très réduits et localisés (cf. celui de la FONTAINE-VIERGE dans la DEUXIEME PARTIE de ce travail), la grotte ayant évolué depuis vers un état "d'assèchement relatif".

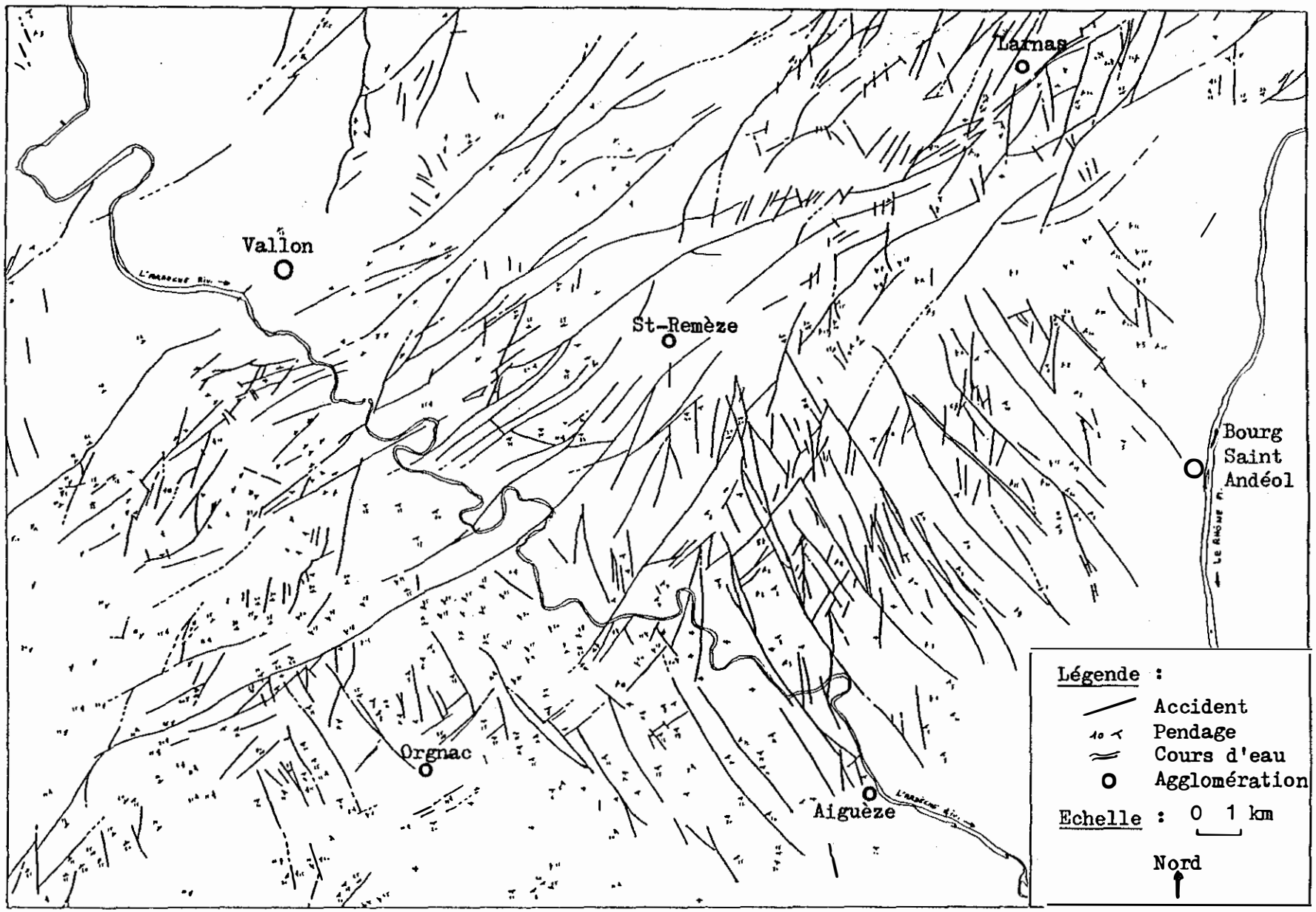


FIGURE 21 . SCHEMA TECTONIQUE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE (d'après la car e géologique au 1/50.000).

C - TECTONIQUE.

1 - Généralités.

1.1. Localisation structurale du BAS-VIVARAIS.

L'essentiel de la description tectonique du secteur sera emprunté à la thèse de 3ème cycle de R. GUERIN (1973) qui définit le BAS-VIVARAIS calcaire par rapport aux grandes unités structurales régionales:

- appartenance à l'avant-pays cévenol avec l'important faisceau faillé, appelé "faille des CEVENNES" ou "faisceau cévenol", qui se suit du LANGUEDOC au VERCORS;

- proximité du bassin d'ALES et de la vallée du RHONE où la distension et la subsidence ont été particulièrement intenses;

- position médiane par rapport aux zones axiales pyrénéenne et alpine.

1.2. Les principales structures tectoniques.

Du fait de l'importante épaisseur des terrains urgoniens compétents, le BAS-VIVARAIS calcaire a essentiellement réagi aux contraintes tectoniques par l'apparition de fractures à toutes les échelles, depuis les grands accidents de plusieurs dizaines de kilomètres de longueur jusqu'aux micro-fractures (voir figures 21 et 22).

R. GUERIN (1973) a distingué des failles (normales et inverses) et des décrochements, ces derniers se divisant en décrochements-rapprochements, décrochement-écartements et glissements.

Les micro-structures ont été nombreuses au cours des principales phases tectoniques et généralement associées aux structures plus importantes: il s'agit essentiellement de micro-failles, crochons de strates, ripages banc sur banc, fentes calcifiées, stries, stylolites, strilolites et micro-plis.

ETAGE	FACIES	FIGURE	(**)
Terrains post-Urgonien			
Bédoulien supérieur			
Bédoulien inférieur *	Calcaires massifs		
Barrémien supérieur *	Calcarénites et calcaires massifs		
Barrémien inférieur *	Calcarénites		
Barrémien inférieur	Marnes et calcaires argileux		
Barrémien inférieur	Calcaires marneux		
Hauterivien supérieur	Marnes et marno-calcaires		
Hauterivien inférieur	Calcaires argileux		
Valanginien			

FIGURE 22 . COUPES SERIEES A TRAVERS LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE.
(Légende des coupes présentées en page suivante)

* Faciès Urgonien

** Figurés correspondant à la figure 48

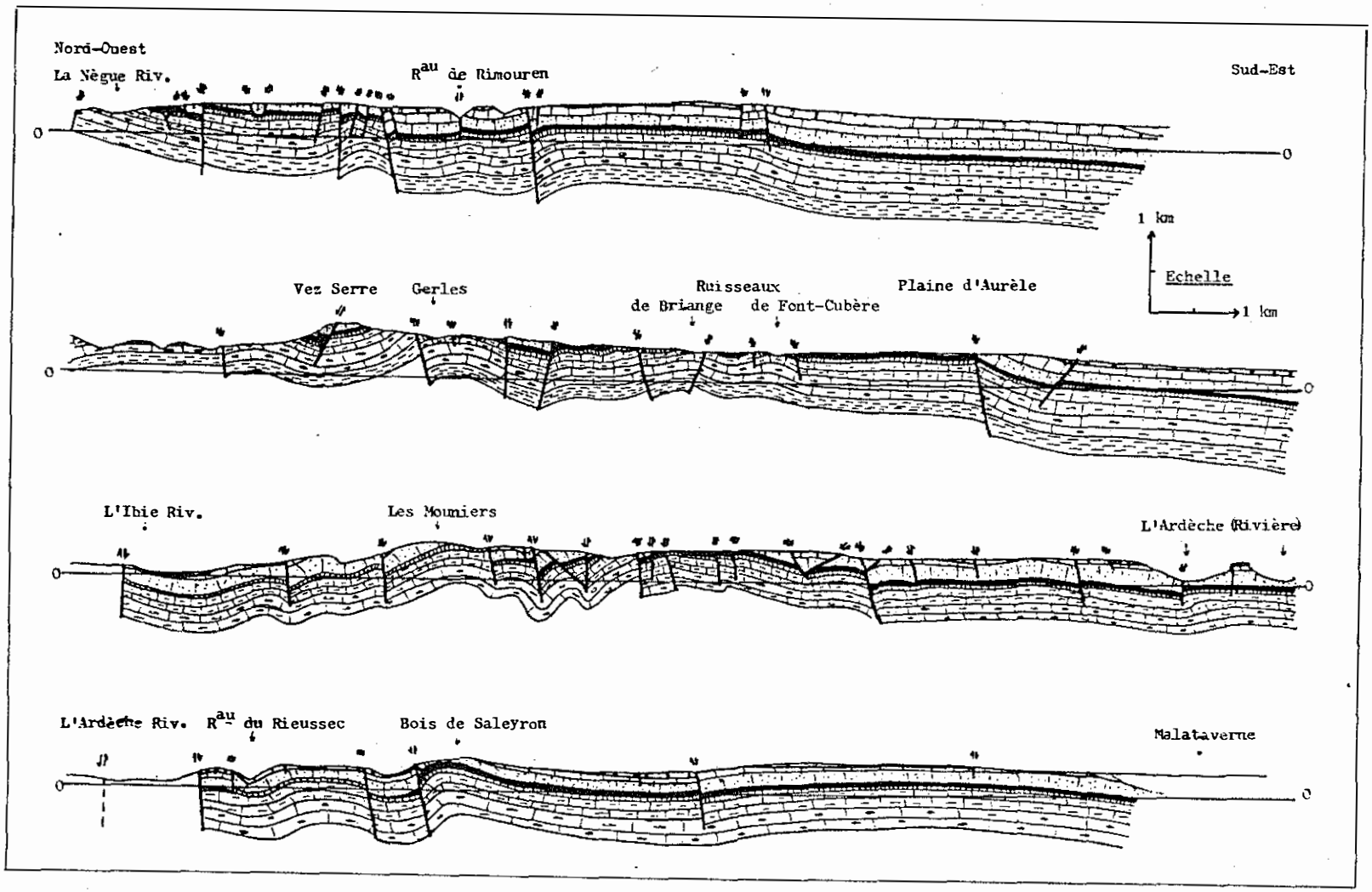


FIGURE 22 . COUPES SERIEES A TRAVERS LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE.

(voir légende en page précédente)

2 - La succession des événements orogéniques.

2.1. Le début du cycle alpin.

Le faisceau cévenol, par l'ampleur de son développement et la direction des accidents qui le composent, correspond à une fracturation majeure du socle qui pourrait avoir joué un rôle de faille transformante durant la phase pyrénéo-provençale (F. ARTHAUD et M. MATTAUER, 1972, in R. GUERIN, 1973).

L'Hauterivien représentant le plus ancien terrain à l'affleurement, c'est dans la couverture jurassique de la bordure sous-cévenole qu'il faut rechercher les premières traces de tectonique alpine sensu lato, sous la forme d'une importante distension synsédimentaire (au Lias et au Dogger en particulier) ayant entraîné le jeu en faille normale d'accidents de direction cévenole. Cette distension ne s'est que peu poursuivie après le Bathonien.

Malgré un calme tectonique apparent au début du Crétacé, il faut se rappeler la subsidence importante de la fosse vocontienne et les mouvements de surrection des hauts-fonds de la plate-forme urgonienne ardéchoise. Là encore, les directions probables des fractures impliquent des rejeux d'accidents cévenols plus anciens.

Enfin certains indices, entre SAINT-MONTAN et VIVIERS, font pencher pour l'existence de mouvements anté-cénomaniens: discordance du Cénomanien sur l'Aptien ou l'Urgonien, absence de l'Albien dans la zone de passage des accidents cévenols, grandes variations d'épaisseur de cet étage lorsqu'il est présent, ... Il s'agit certainement là des effets, à l'Albien, de l'instabilité de cette zone sous l'influence de mouvements verticaux, plutôt que d'une réelle phase tectonique, ce que tendrait à prouver l'absence de failles visibles résultant directement de ces événements.

2.2. La phase fini-crétacée.

La sédimentation de plate-forme au Barrémo-Aptien, puis à tendance littorale dès le début du Crétacé supérieur et la lacune (sédimentaire?) d'une grande partie du Sénonien montrent que l'instabilité amorçée au Néocomien a

amené l'émersion de la région à la fin du Crétacé. D'autre part, il existe une différence de pendage entre l'Urgonien et le Lutétien, atteignant au moins 20° au synclinal d'ISSIRAC, dans la région de LAVAL-SAINT-ROMANS.

Ces observations mettent ainsi en évidence des mouvements importants, fini-crétacés, à dominante verticale (isostasie ou épirogénèse) ou à composante horizontale (véritable phase orogénique). Ils semblent avoir joué le rôle fondamental de générateurs des grandes familles de fractures qui affecteront la couverture crétacée: les trois principales phases tectoniques ultérieures utiliseront ces fractures selon leurs orientations par rapport à leur direction de déformation, mais sans beaucoup en créer de nouvelles (voir figure 23).

Pour R. GUERIN (1973), la structure antiforme du plateau de SAINT-REMEZE a dû être ébauchée lors de cette phase et les terrains plus tendres du Crétacé supérieur ont alors pu disparaître par érosion, laissant à nu les calcaires urgoniens et autorisant le développement d'un paléokarst (voir les remplissages d'argiles versicolores du Sénonien et/ou de l'Eocène inférieur).

2.3. La phase pyrénéo-provençale.

2.3.1. Contexte structural et datation.

Par l'ampleur de ses structures encore visibles, c'est la première phase importante de l'orogénèse alpine a avoir affecté le BAS-VIVARAIS. La direction principale moyenne de raccourcissement est ici Nord-Sud, proche de l'horizontale: il s'agit donc d'une phase de compression qui peut être datée comme post-lutétienne et anté-sannoisienne; elle se serait produite pendant le Bartonien (soit de 43 à 37 MA) et serait ainsi synchrone des discordances observées dans l'Eocène de la région de MONTPELLIER.

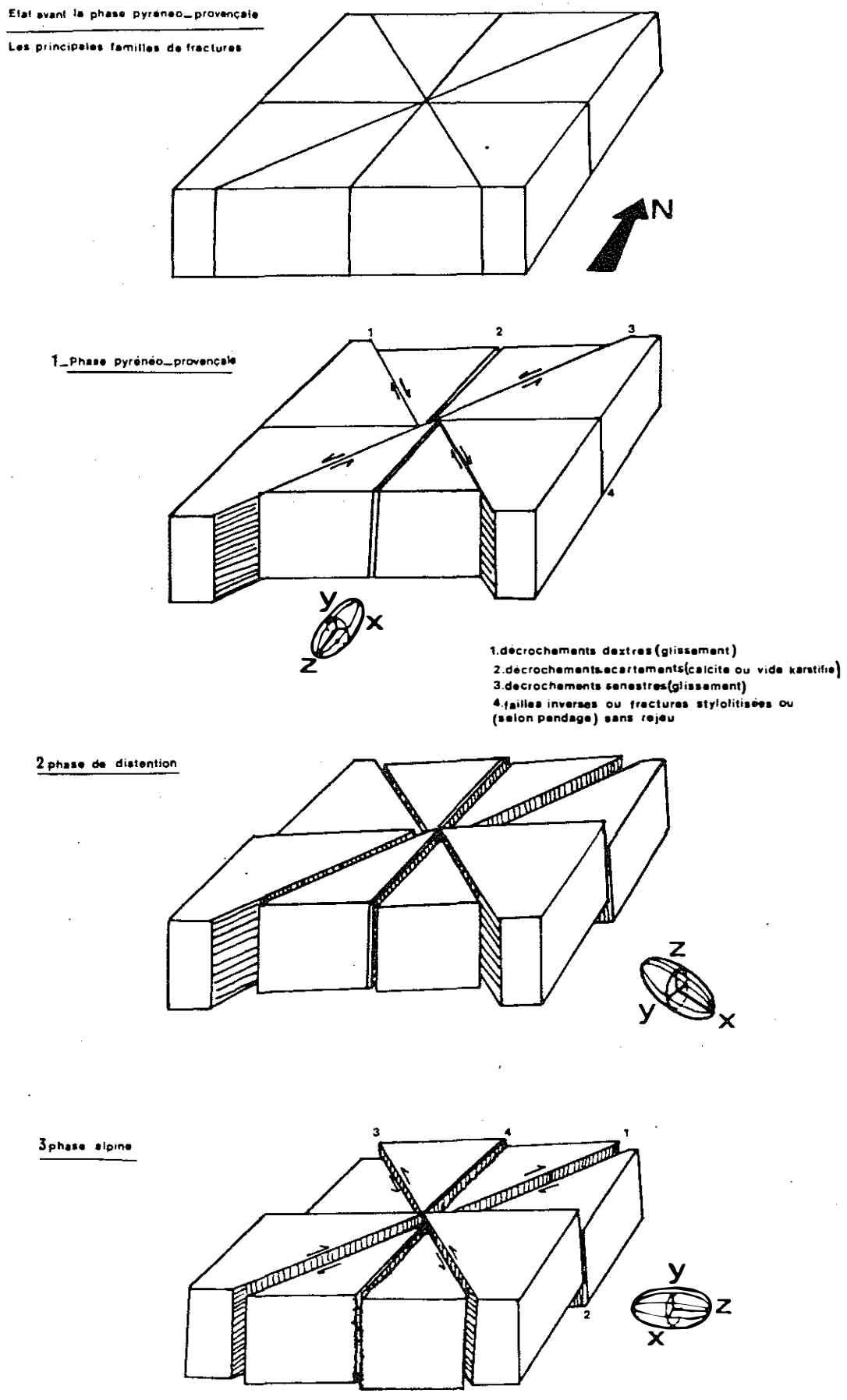


Figure 23 - REPRESENTATION SCHEMATIQUE DE L'EVOLUTION DE LA FRACTURATION DU BAS-VIVARAIS LORS DES DIVERSES PHASES TECTONIQUES.
(in R. GUERIN, 1973)

2.3.2. Les structures plissées.

Le BAS-VIVARAIS, de par sa position très septentrionale par rapport à l'axe de la chaîne pyrénéenne, ne sera que très peu plissé pendant cette période: le seul pli important est le synclinal d'ISSIRAC qui, déjà nettement ébauché avant la phase pyrénéo-provençale, n'a été qu'accentué lors de celle-ci.

Les plis formés par cette phase sont d'axe moyen Est-Ouest, de longueur d'onde kilométrique (5 km pour le synclinal d'ISSIRAC) et d'amplitude variant de 10 à 150 m. Il existe également, dans les terrains moins massifs que l'Urgonien, des plis de plus petite longueur d'onde, souvent liés à des décrochements (plis d'entraînement), dont les axes s'éloignent alors sensiblement de la direction Est-Ouest.

2.3.3. Les structures cassantes.

Dans l'Urgonien se sont essentiellement produits des rejeux d'accidents anciens avec quelques créations de nouvelles fractures.

Selon leur nature, leur direction et leur pendage, on distingue quatre familles parmi les fractures sollicitées: failles inverses Est-Ouest, décrochements-rapprochements et glissements senestres NE-SW, décrochements-rapprochements et glissements dextres NW-SE, décrochements-écartements et failles normales Nord-Sud.

***Remarque**: les décrochements pluri-kilométriques du faisceau cévenol sont parfois accompagnés de copeaux tectoniques comme à l'ouest de SAINT-REMEZE.*

2.4. La phase de distension oligo-miocène.

2.4.1. Contexte stuctural et datation.

De cette époque datent, en FRANCE, de nombreux bassins d'effondrement, dont le fossé d'ALES et certaines portions de la vallée du RHONE. La direction moyenne d'allongement a été NW-SE, soit perpendiculaire aux principaux accidents cévenols. Il ne s'agit pas à proprement parler d'une phase tectonique, mais

plutôt d'un long épisode, avec des maxima (surtout à l'Oligocène) et des rémissions, pendant lequel la région a été soumise à la distension. Il s'en est suivi des effondrements en escalier, à partir des fractures cévenoles qui ont joué un rôle majeur dans la morphologie régionale.

L'origine de cette distension remonte au Sannoisien, dans le BAS-VIVARAIS, avec les failles normales synsédimentaires qui affectent les calcaires de la base de cet étage à l'est de BARJAC. Le Stampien et l'Aquitanien se sont ensuite manifestement déposés sur des zones très instables et ont parfois été repris dans des accidents cévenols. L'absence de sédiments datant du reste du Miocène oblige à rechercher des indices de distension en dehors du BAS-VIVARAIS: c'est ainsi que le Burdigalien de SAINT-RESTITUT et l'Helvétien de CHATEAUNEUF-DU-RHONE sont affectés par des failles normales. R. GUERIN (1973) pense que la distension s'est poursuivie à cette époque tout en perdant très nettement de son intensité "jusqu'à ce que les premières prémices de la phase alpine [...] viennent changer les conditions de contrainte". Nous sommes donc en présence d'une phase qui a duré approximativement de 35 à 10 MA, ce qui a permis parfois jusqu'à trois rejeux normaux de certaines failles du BAS-VIVARAIS.

2.4.2. Les structures cassantes.

Cette phase a surtout provoqué la réutilisation en jeu normal des structures cassantes antérieures (à toutes les échelles) sans apparemment créer de nouvelles familles de fractures, mais en ouvrant probablement des failles parallèles aux anciennes directions.

Du fait de la difficulté de caractérisation des décrochements dans l'Urgonien massif, leur présence lors de cette phase, sera considérée comme rare, en accord avec R. GUERIN (1973). En revanche, les failles normales qui, par leur direction défavorable, n'avaient pas été utilisées par la compression pyrénéenne, l'ont été par la distension.

On observe, au sud de la DENT DE REZ, des basculements de couches vers le Nord-Ouest, limités par des accidents normaux cévenols: il semblerait qu'une partie du bombement du plateau de SAINT-REMEZE provienne ainsi d'un phénomène de subsidence différentielle, l'intensité et la fréquence du jeu, ou du rejeu des

failles croissant en direction du fossé d'ALES ou de la vallée du RHONE (voir figure 24). La disparition de l'Urgonien sous ces deux zones se produit au niveau de flexures qui, accompagnées de failles normales, induisent des pendages maxima de l'ordre de 40 à 45 °.

2.5. La phase rhodanienne ou "phase alpine".

2.5.1. Contexte structural et datation.

Proche de l'horizontale, la direction de raccourcissement principal est Est-Ouest. Cette phase est contemporaine des principales déformations des chaînes subalpines mais elle ne se traduit, dans le BAS-VIVARAIS, que par des fractures accompagnées de quelques plis. L'une de ses caractéristiques principales au niveau de la région d'étude, est d'avoir inversé le sens du jeu des décrochements cévenols, obliques à la direction de raccourcissement de chacune des deux phases de compression.

Le Sannoisien, près de BARJAC, est affecté de décrochements potentiels alpins et l'Aquitanien de SAINT-MARCEL d'ondulations de direction alpine. D'autre part, il est décrit des structures tectoniques dans le TRICASTIN, intéressant le Burdigalien, l'Helvétien et le Tortonien. Il existe également un "Pontien conglomératique" dû à cette phase et le Plaisancien marin repose en discordance cartographique sur le Miocène supérieur. Il semblerait que la fin de la période de distension oligo-miocène ait été entrecoupée d'épisodes compressifs tout au long du Miocène: cependant la phase rhodanienne, qui a duré de 10 à 2 MA, atteint ici son paroxysme du Pontien au Pliocène inférieur soit de 6 à 4 MA. On notera que le volcanisme mio-pliocène des COIRONS, dont certains dykes présentent une direction alpine (N 100 à N 110), en est contemporain.

2.5.2. Les structures plissées.

La combinaison de deux phases de plissement de direction perpendiculaire donne au plateau urgonien actuel une allure de surface gondolée qui masque les quelques plis alpins. On trouve néanmoins des plis cylindriques d'axe Nord-Sud, de longueur d'onde variant de 100 à 1000 m et d'amplitude décamétrique, ainsi que des ondulations affectant les terrains moins compétents et des plis

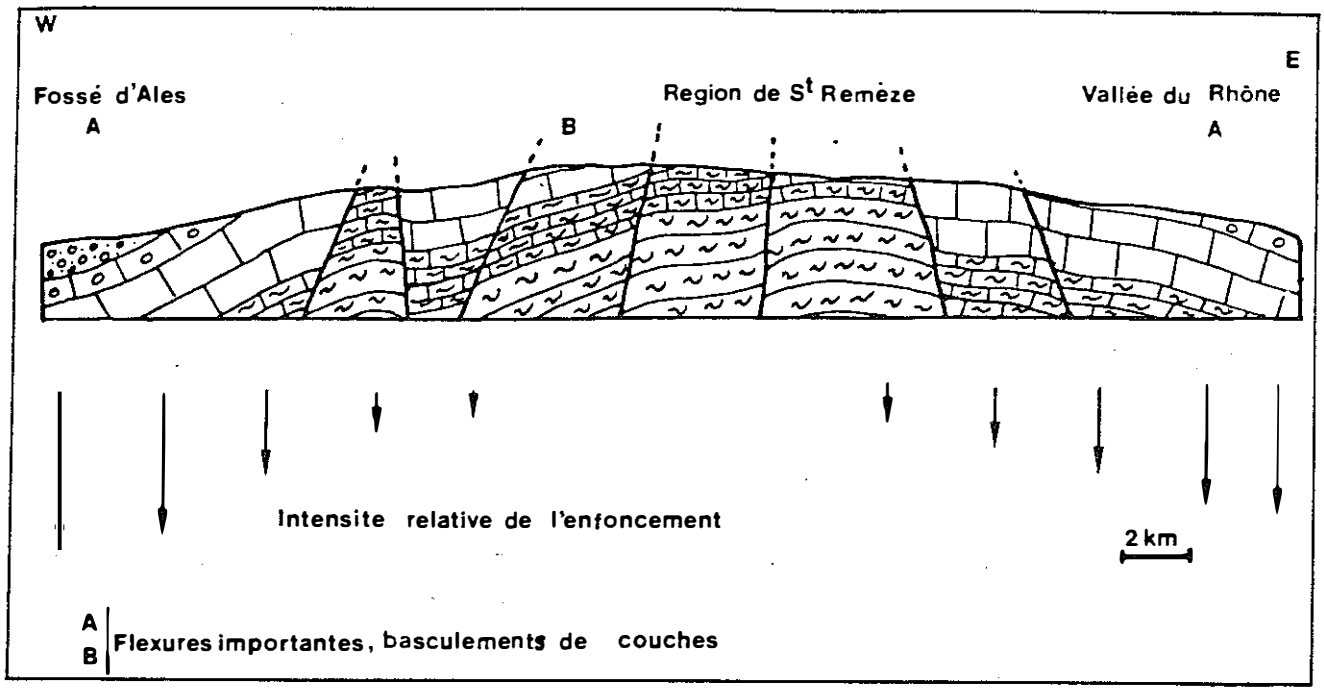


FIGURE 24 . LA SUBSIDENCE DANS LE BAS-VIVARAIS A L'OLIGO-MIOCENE.
(in R. GUERIN, 1973)

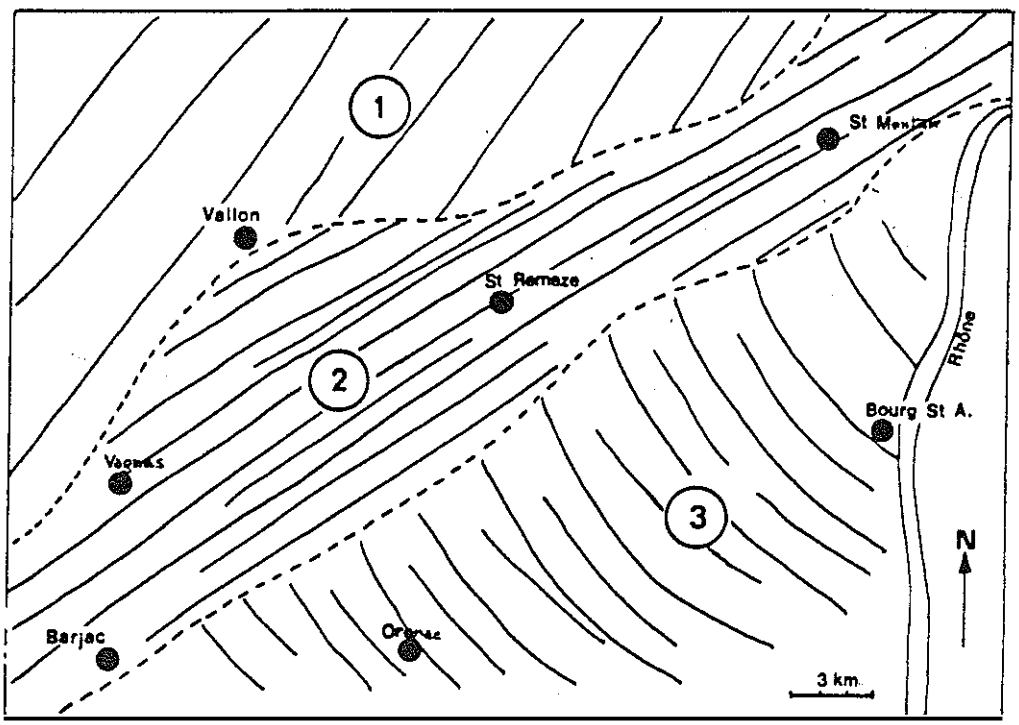


FIGURE 25 . LES GRANDES ZONES STRUCTURALES DU BAS-VIVARAIS.
(in R. GUERIN, 1973)

d'entraînement coniques, généralement associés à des décrochements alpins, dont l'axe s'éloigne alors sensiblement de la direction Nord-Sud.

2.5.3. Les structures cassantes.

Là encore, aucune nouvelle famille de fractures ne s'est apparemment créée, mais certaines fractures sont apparues, parallèles à la direction des anciennes familles. Les fractures Est-Ouest ont joué en décrochements, celles Nord-Sud, antérieures, ont réagi selon leur pendage: rejeu nul s'il était subvertical (mais avec stylolitisation surtout à l'Est de la région) et rejeu inverse si le pendage était plus faible.

2.6. Les mouvements néotectoniques.

2.6.1. Contexte structural.

Dans le sud de la France, de nombreuses régions ont été soumises à une distension durant le Quaternaire: parmi elles, et autour du BAS-VIVARAIS, le LANGUEDOC (faille de CORCONNE), la CAMARGUE (faille de VAUVERT), le BAS-RHONE (TRICASTIN et AVIGNONAIS), le massif des COIRONS, ... L'origine de cette contrainte est à rechercher dans la décompression des terrains après la disparition de l'état de contrainte alpin ainsi que dans la reprise de la distension dans la zone méditerranéenne (R. GUERIN, 1973).

2.6.2. Mise en évidence dans le BAS-VIVARAIS et critiques.

On a recensé les observations de différents auteurs concernant des indices de mouvements néotectoniques dans le BAS-VIVARAIS calcaire:

* J. MICHOU, 1940 a et b (in J. PIC, 1979):

- l'altitude relative d'une terrasse ancienne se relève de 15 m vers l'aval dans la vallée de l'ARDECHE;

- la surface d'érosion de SAINT-REMEZE a subi un gauchissement probablement au Pontien.

* A. BONNET, 1963:

- rejeu de 132 m, post-pliocène et anté-rissien, de la faille de SAINT-PIERRE-DE-CENOS (cf. perchement des cailloutis de SAINT-RESTITUT);

- basculement quaternaire d'une trentaine de mètres du substratum d'une terrasse villafranchienne en bordure de - et vers - la vallée du RHONE.

* R. BALLESIO, 1972:

- différence de 70 m dans l'altitude du niveau à Congéries du Pliocène inférieur, impliquant un exhaussement des plateaux ardéchois.

* R. GUERIN, 1973:

- accentuation de 10 à 20° vers l'Est du basculement des couches en bordure de la vallée du RHONE (entre BOURG-SAINT-ANDEOL et VIVIERS).

* B. LABROUSSE, 1977:

- dénivelée d'une vingtaine de mètres entre certaines terrasses contemporaines à SAMPZON;

- relèvement de 10 m vers l'aval des terrasses villafranchiennes, rissiennes et würmiennes de l'ARDECHE;

- pente importante (jusqu'à 30 %) des terrasses villafranchiennes témoignant de l'effondrement de la vallée du RHONE;

- inversion du pendage de la terrasse villafranchienne de la chapelle SAINT-PANCRACE en rive gauche de l'ARDECHE;

- contact anormal entre terrasses récente et würmienne au méandre de CHAUZON;

- décalage d'un tronçon du "réseau hydrographique fossile anté-villafranchien" par une faille près de SAINT-ALBAN-SOUS-SAMPZON.

* D. LAFARGE, 1978:

- stries verticales observées sur un plan de faille cévenole indiquant un jeu néotectonique en distension après la phase alpine.

***Remarque**: J. BLANC (1976), en étudiant les causes d'éboulements souterrains dans la grotte de SAINT-MARCEL a conclu que l'action de mouvements séismiques au Plio-Quaternaire ne pouvait pas y être démontrée.*

Pour R. GUERIN (1973), la distension post-alpine a dû avoir, dans le BAS-VIVARAIS, une influence très faible et très localisée, sans création ni rejeu de structure. Mais J. PIC (1979) a réalisé une synthèse très critique concernant la rive droite de la moyenne vallée du RHONE: selon lui, il existe des mouvements néotectoniques nets (basculements de couches) au nord du CHASSEZAC et au sud de la plaine de BERRIAS: mais en ce qui concerne le plateau de SAINT-REMEZE et les gorges de l'ARDECHE, aucun phénomène tectonique n'est décelable, au niveau du terrain, au Quaternaire moyen et surtout au Quaternaire récent.

Pour lui, les faits sont indéniables au Pliocène et il existe de fortes présomptions pour dater de cette époque un exhaussement du plateau de SAINT-REMEZE et un affaissement de la plate-forme rhodanienne dans la région de SAINT-JUST et du bassin de PIERRELATTE. Mais il fait également remarquer que les phénomènes tectoniques qui ont, au Pliocène et peut-être au Villafranchien, affecté ce secteur n'ont pas eu de conséquence importante sur le cours de l'ARDECHE.

Il réfute ainsi tous les arguments, proposés par les auteurs antérieurs, concernant une éventuelle activité post-villafranchienne: cependant, si la tectonique cassante est exceptionnelle et ne dépasse pas le Quaternaire ancien, il admet qu'une déformation à grand rayon de courbure se poursuit à notre époque et se caractérise par une activité sismique témoignant d'une "tectonique discrète mais continue"!

2.6.3. Les structures impliquées.

Si les auteurs précédemment cités n'ont pas hésité à mentionner de nombreuses traces d'activité néotectonique, ils se sont moins empressés de fournir les renseignements susceptibles d'identifier les structures concernées, à savoir la localisation des accidents en question et leur direction.

On a cependant pu recueillir les quelques renseignements suivants concernant essentiellement la direction des accidents:

- N 20 à N 30 dans le méandre de CHAUZON;

- NW-SE au confluent RHONE-ARDECHE (failles subverticales);

- "sensiblement Nord-Sud" pour B. LABROUSSE (1977) dans le vallon de l'ESPELUCHE, mais N 30, au même endroit, pour J. PIC (1979);

- N 20 à N 30 à SAINT-PIERRE-DE-CENOS;

- N 50 (avec un pendage de 65° NW) pour le plan de faille décrit par D. LAFARGE (1978);

- SW-NE pour une "fracture à mouvement tangentiel" mentionnée par J. PIC (1979);

- inversion de pendage le long de certains accidents N 60 en bordure de la vallée du RHONE pour R. GUERIN (1973).

Ce faible échantillonnage présente néanmoins une assez bonne homogénéité autour de la gamme N 30 - 60 dans laquelle s'inscrivent également des accidents à rejeu récent prouvé (failles de CORCONNE et de VAUVERT dans l'HERAULT et le GARD): cela serait en accord avec l'hypothèse d'une poursuite du mouvement d'effondrement des grabens au cours du Quaternaire.

3 - Les zones structurales du plateau de SAINT-REMEZE.

Les trois principales familles de fractures qui coexistent sont celles de direction N 20-30, N 140-150 et N 90-110. Leur répartition, irrégulière à la surface du plateau de SAINT-REMEZE, a amené R. GUERIN à définir trois zones structurales, caractérisées par des différences dans la direction et l'allure de la fracturation (voir figure 25 et tableau VI).

Remarque: *le paramètre* intensité de fracturation *auquel il sera fait référence donne statistiquement le nombre moyen de fractures contenues, en un lieu donné, dans une surface circulaire de 100 m de diamètre; n'étant pas représentatif d'un nombre réel de fractures, il lui est attribué une unité spécifique, l'*unité de fracturation *(U.F.).*

ZS \ Phase ⇒	Pyrénéenne	Oligo-miocène	Alpine
1	20-40 45-75 - 155-175	20-40 45-75 95-115 -	15-35 20 et 60 95-115 155-175
2	00 et 20 45-75 90 130-160	00 et 20 45-75 90 150	20 60 90 130-160
3	00 15-35 135-165	00 15-35 135-155	- 15-35 135-155

a - Orientation des fractures à jeu ou à rejeu constant.

ZS \ Phase ⇒	Pyrénéenne	Oligo-miocène	Alpine
1	95-115 140-160	120-135	15 et 40 75-90 120-130
2	05 à 40 165-170	?	?
3	160-165	?	~~40-55~~ 75-115

b - Orientation des fractures à jeu ou à rejeu spécifique.

Tableau VI - COMPORTEMENT DES PRINCIPALES FAMILLES DE FRACTURES DANS CHAQUE ZONE STRUCTURALE AU COURS DES TROIS PHASES TECTONIQUES DU BAS-VIVARAIS.

Légende: - *ZS = Zone structurale*
- *les orientations sont exprimées en degrés.*

3.1. La zone structurale 1.

3.1.1. Caractéristique.

Cette zone occupe tout le nord-ouest du BAS-VIVARAIS calcaire; elle est limitée vers le Sud-Est par les accidents cévenols. Ces derniers, du fait de leur mobilité importante, ont "absorbé" l'essentiel des déformations lors des grandes phases tectoniques, préservant ainsi relativement la zone structurale 1.

Les principales fractures qui marquent cette zone structurale sont les accidents N 20 à N 30 qui se suivent, le plus souvent, sur des kilomètres sans être affectés par les autres familles de fracture. L'intensité de fracturation n'a pas été systématiquement mesurée; elle s'avère très variable en fonction du faciès et, surtout, elle diminue rapidement lorsqu'on s'éloigne des grands accidents cévenols: 800 U.F. dans l'Urgonien de la vallée de l'IBIE, 30 U.F. dans le Kimméridgien de CHAUZON (RUOMS), moins de 20 U.F. dans l'Hauterivien.

3.1.2. Comportement tectonique.

La direction de la contrainte pyrénéenne a été N 00 à N 10, d'où une utilisation préférentielle des accidents N 20 à N 40 (décrochements sénestres) et N 135 à N 175 (décrochements dextres); les fractures Est-Ouest n'ont pas joué et les failles inverses ont été rares.

La distension oligo-miocène était probablement orientée N 120 à N 140, ce qui a impliqué un maximum de rejeu normal pour les fractures N 20 à N 40 qui ont donné de longues failles pluri-kilométriques (faille de LAGORCE et faille bordière du fossé d'ALES) et pour les fractures Est-Ouest avec un maximum dans les directions N 95 à N 115.

Le rejeu n'a été important, lors de la compression alpine, qu'en bordure de la vallée du RHONE, à l'est de la zone structurale 1: la contrainte résultante était orientée N 90 à N 110, d'où un rejeu majeur en décrochement des fractures de direction N 75 à N 135 (avec un maximum de décrochements-écartements à N 75 à N 95). Les familles N 155 à N 175 et N 15 à N 35 ont respectivement joué, dans une proportion plus faible, en décrochements sénestres et dextres.

3.2. La zone structurale 2.

3.2.1. Caractéristique.

Il s'agit d'une zone de 2,5 à 7,5 km de largeur qui traverse la région, de BARJAC à VIVIERS, soit du Sud-Ouest vers le Nord-Est: elle inclut le faisceau des accidents cévenols pluri-kilométriques, dont certains se suivent sur plus de 35 km sans être ni interrompus, ni décalés. Ce sont donc eux qui forment la caractéristique structurale majeure de cette zone.

Lorsque l'Urgonien est peu épais ou inexistant (SAINT-REMEZE), l'intensité de fracturation atteint 800 à 1500 U.F. au lieu de passage des accidents N 60, ce à quoi il faut localement ajouter jusqu'à 500 U.F. pour les fractures conjuguées de direction N 145 à N 165. Là où l'Urgonien est épais et très massif (gorges de l'ARDECHE, SAINT-MONTAN), les grands accidents N 50 à N 70 sont espacées de 300 à 1500 m, ce qui induit une intensité de fracturation globale de 200 à 400 U.F..

3.2.2. Comportement tectonique.

Pendant la compresion pyrénéenne, les fractures N 00 à N 75 ont donné des décrochements dextres avec trois maxima directionnels (N 00, N 30 et N 60), tandis que celles orientées de N 135 à N 170 jouaient en sens inverse. Les failles inverses ont été fréquentes dans la direction Est-Ouest, ainsi que de N 45 à N 75 et de N 135 à N 145.

Les rejeux oligo-miocènes en failles normales se sont principalement produits dans les directions N 45 à N 75 (avec un maximum à N 60) et N 90; les fractures N 20 et N 150 ont également rejoué, mais en proportion plus faible, de même que quelques fractures N 00.

Les décrochements alpins ont utilisé de préférence les familles N 60 et N 20 (mouvements dextres), N 140 (sénestres) et N 90 (décrochements-écartements). Dans l'Est de cette zone, des failles inverses alpines sont apparues sur des fractures N 130 à N 160 et sur certains accidents N 60.

3.3 La zone structurale 3.

3.3.1. Caractéristique.

Elle occupe le secteur sud-est du BAS-VIVARAIS calcaire compris entre la zone précédente, la vallée du RHONE à l'Ouest et le synclinal d'ISSIRAC au Sud. Sa caractérisation principale réside dans la longueur des accidents N 140 à N 150 qui décalent tous les autres mais subissent un net changement de direction à proximité de la zone structurale 2.

La fracturation y est moins intense que dans les deux zones précédentes avec une moyenne de l'ordre de 200 U.F. (SAINT-MARCEL, ORGNAC) et des valeurs extrêmes de 30 à 40 U.F., dans les secteurs les moins tectonisés et de 300 U.F. près de la zone structurale 2 (centre des gorges, BOURG-SAINT-ANDEOL). Au passage des grands accidents N 150, sur une largeur n'excédant pas 10 à 15 m, les fractures sont espacées de 50 cm au maximum, mais l'intensité de fracturation décroît très rapidement lorsque ces accidents sont éloignés les uns des autres.

3.3.2. Comportement tectonique.

Les fractures N 00 ont joué en décrochements-écartements lors de la compression pyrénéenne, celles de direction N 15 à N 35 et N 135 à N 165 respectivement en décrochements-glissements sénestres et dextres (conjugués).

Les failles normales oligo-miocènes ont surtout eu des directions N 00, N 15 à N 35, puis N 135 à N 155, les accidents Est-Ouest ayant très peu rejoué.

Les mêmes familles de fractures ont rejoué en décrochements lors de la compression alpine: N 135 à N 155 et N 15 à N 35 en décrochements-glissements et rapprochements (sénestres et dextres), N 75 à N 115 en décrochements-écartements (avec un maximum pour N 75 à N 95, passant à N 95 à N 115 dans le centre des gorges).

4 - Le paramètre tectonique dans la karstogénèse.

Dans l'étude tectonique des trois zones structurales du BAS-VIVARAIS calcaire, R. GUERIN (1973) fournit un bon outil en ce qui concerne l'approche chronologique des phénomènes karstiques: l'hypothèse de base est la réactivation de la karstogénèse dans des directions préférentielles (voir figure 26) à la suite des grands épisodes tectoniques qui ont fait jouer ou rejouer certaines fractures (à la condition que les paramètres climatiques aient été constamment favorables, ce qui sera discuté plus loin).

Si certaines fractures, de par leur orientation, ont joué indifféremment lors de toutes les mises sous contrainte, d'autres ont eu un jeu préférentiel - ou au contraire n'ont pas été sollicitées - lors d'une phase tectonique précise. Il devient alors théoriquement possible, en connaissant l'histogramme directionnel d'un réseau karstique de définir l'âge maximum de son creusement par comparaison (dans une même zone structurale) des directions de fracturation spécifiques à chaque phase et des orientations des conduits souterrains.

Ainsi, par exemple, le réseau du GOUL DE LA TANNERIE, situé dans la zone structurale 3, est préférentiellement développé dans la direction est-ouest qui correspond à la direction de rejeu spécifique des structures alpines; cela permet de dater le creusement de ce réseau comme "post-alpin", c'est-à-dire plio-quaternaire. En revanche le réseau fossile (réseau I) de la grotte de SAINT-MARCEL dans la même zone structurale a des directions subméridiennes prédominantes ce qui lui donne un âge anté-pliocène (voir figure 27).

C - PRINCIPAUX EVENEMENTS PALEOCLIMATIQUES.

1 - Introduction.

Les karsts à tourelles (*turm-karsts* ou *tower-karsts* des géomorphologues anglo-saxons) ou à cones (cone-karsts) représentent les stades ultimes de l'évolution d'un karst avant sa disparition. Ils sont actuellement l'apanage des régions soumises à un climat tropical, dont l'exemple le plus typique est

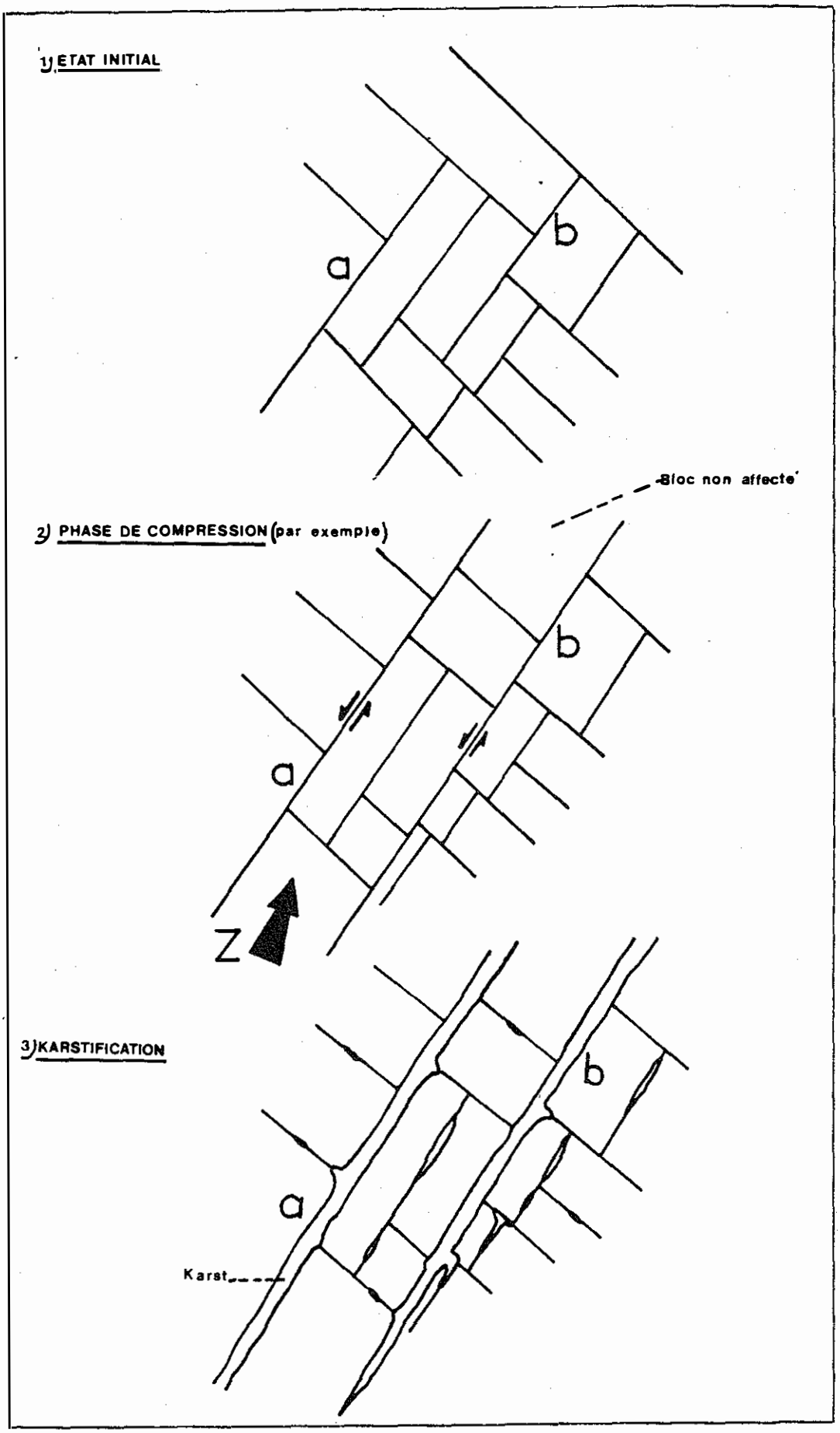
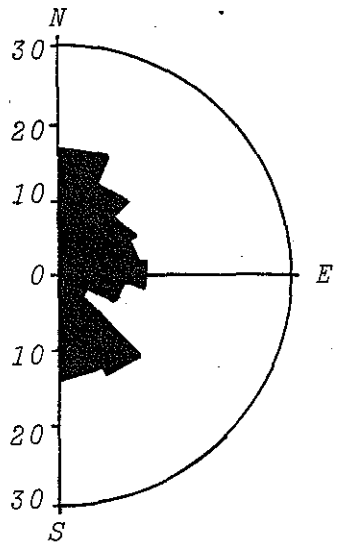
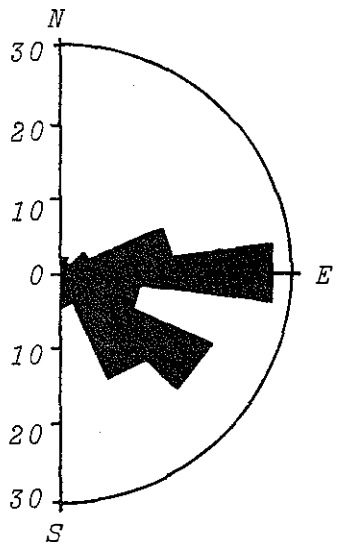


FIGURE 26 . INFLUENCE DU JEU OU REJEU DES FRACTURES SUR LA KARSTIFICATION.
(in R. GUERIN, 1973)



a. Réseau supérieur de la grotte de SAINT-MARCEL.



b. Réseau du GOUL DE LA TANNERIE (BOURG-St-ANDEOL).

Figure 27. DIRECTIONS DE KARSTIFICATION DES RESEAUX DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Légende: les valeurs sont exprimées en pourcentage du développement total de chaque réseau.

représenté par la province du YUNNAN (CHINE). Les climats du Tertiaire étant généralement admis comme tropicaux sur l'ensemble du globe, il est permis de penser qu'il aurait existé - en ARDECHE - un climat susceptible de mener l'évolution d'un système karstique à son terme: on peut y rattacher le creusement des gigantesques réseaux d'ORGNAC et de SAINT-MARCEL, qui devaient draîner une quantité d'eau sans commune mesure avec les précipitations actuelles du BAS-VIVARAIS.

Or, si les réseaux géants ardéchois se sont creusés sous l'influence d'un climat tropical, pourquoi n'ont-ils pas continué à évoluer pendant le Tertiaire vers un stade ultime de dégradation comme la plupart des karsts tropicaux? En effet, à l'échelle géologique, le karst est un système qui évolue vite: M. BAKALOWICZ (1979) a calculé une durée de creusement de 4.000 à 12.000 ans pour le karst du BAGET (ARIEGE), tandis que J. BLANC et H. CHAMLEY (1975) proposent un comblement total des grands réseaux de SAINT-MARCEL-D'ARDECHE par des limons en 10.000 à 20.000 ans. On se propose de traiter, dans ce chapitre, l'hypothèse d'un changement brutal des conditions climatiques qui aurait fossilisé une partie du paléokarst tertiaire: cela permettrait alors de fournir un âge maximum pour le creusement de ces réseaux.

L'hypothèse de base de ce raisonnement est que le climat méditerranéen actuel est peu favorable à la karstogénèse contrairement au climat tropical: G. FABRE (1980) annonce des vitesses de dissolution karstique inférieures à 30 mm/1000 ans pour le Midi méditerranéen français (zone montagneuse mise à part), alors que ce paramètre atteint des valeurs 3 à 10 fois supérieures en climat équatorial ou tropical (S. LANG, 1977).

On cherchera donc à dater les grandes modifications climatiques qui ont eu lieu depuis l'émersion fini-crétacée des terrains urgoniens du BAS-VIVARAIS et qui ont conduit à l'installation du climat méditerranéen et aux dégradations climatiques du Quaternaire.

1.2. Classification des climats actuels.

Il existe de nombreuses classifications climatiques: elles sont généralement fondées sur une distinction latitudinale en climats inter-

tropicaux, tempérés et polaires auxquels il convient de rajouter les climats désertiques et montagnards qui sont azonaux.

On s'est inspiré, dans ce travail, de la classification de KOPPEN, extraite de A.A. MILLER (1966) et J.M.J. GUARDIOLA (1969), qui propose 8 principaux types climatiques dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau VII: les valeurs moyennes du tableau VIII ont été calculées d'après la liste des 265 stations climatiques proposée par A.A. MILLER (1966).

En ce qui concerne les paléoclimats, on ne dispose bien souvent que des données relatives suivantes:

- très froid, froid, tempéré, chaud ou très chaud pour les températures;
- sec ou humide pour la pluviosité et/ou l'humidité.

Il a donc fallu affecter à chaque type climatique un couple température/pluviosité afin de pouvoir caractériser les paléoclimats par des valeurs numériques moyennes. D'autre part vu la rareté des informations sur les paléoclimats du Crétacé et du début du Paléogène et en s'appuyant sur l'existence d'un "climat mondial" à ces époques on s'est inspiré, pour retracer l'évolution paléoclimatique du BAS-VIVARAIS, des données suivantes:

- EUROPE pour le Crétacé;
- EUROPE de l'Ouest, FRANCE et MIDI méditerranéen pour le Paléogène;
- régions nord-ouest méditerranéennes pour le Néogène;
- AQUITAINE, ARDECHE et MIDI méditerranéen français et marocain pour le Quaternaire.

2 - Les climats du Crétacé.

Le climat de l'EUROPE du Nord, souvent considéré comme froid du fait de la présence d'éléments faunistiques de type boréal, aurait été au moins tempéré-chaud (R. FURON, 1972) d'après les flores de bancs de charbon et de lignites. En effet, le sud de l'ANGLETERRE et la BELGIQUE possèdent, dès le Crétacé inférieur (Wealdien), une faune de Dinosauriens témoignant de l'existence de zones tropicales humides à proximité de fleuves, de lacs ou de marécages.

Symbole	Type	Ext. lat.	Caractéristique	Climats
A	Tropical	0 à 30°	t_m > 18°C	Equatorial Tropical Subtropical
B	Aride	-	P aléatoires	Désertique
C	Tempéré chaud	30 à 45°	-3°C < t_m > 18°C	Tempéré chaud Méditerranéen
D	Tempéré froid	45 à 60°	t_m < -3°C t_M > 10°C	Tempéré froid Froid (p.p.)
E	Polaire	> 60°	t_M < 10°C	Polaire Froid (p.p.)
H	Montagnard	-	(climat altéré)	Montagnard

Tableau VII - LA CLASSIFICATION DE KOPPEN (d'après J.M.J. GUARDIOLA, 1969).

Légende: *Ext. lat.* = *Extension latitudinale*
t_m = *Température moyenne du mois le plus froid*
t_M = *Température moyenne du mois le plus chaud*
P = *Précipitations*

Climat	NS	T (°C)	P (mm)	i	P_e (mm)
Equatorial	19	25,7	2427	67,8	1484
Tropical	11	25,3	2063	58,6	1057
Subtropical	25	25,4	910	25,9	210
Tempéré chaud	22	17,4	1029	37,5	366
Méditerranéen	24	16,5	533	21,6	101
Tempéré froid	35	11,0	922	43,5	412
Froid	26	4,1	688	47,9	399
Polaire	19	-4,7	673	77,9	402

Tableau VIII - CARACTERISTIQUES MOYENNES DES CLIMATS MONDIAUX.

Légende: *NS* = *Nombre de stations prises en compte*
T = *Moyenne des températures annuelles*
P = *Moyenne des pluviosités annuelles*
i = *Moyenne des indices d'aridité annuels*
P_e = *Moyenne des précipitations efficaces annuelles (TURC)*

La figure 28 synthétise des résultats d'analyses isotopiques, extraits de R. FURON (1972), concernant le Crétacé marin d'EUROPE: les températures minimales sont atteintes au Cénomano-Turonien (13,5 °C), puis au Maestrichtien inférieur (14 °C), l'optimum thermique se situant alors à l'Albien (24 à 28 °C). D'après l'auteur, cependant, il faut rester prudent sur l'interprétation de ces données!

En ce qui concerne la période barrémo-aptienne dans le sud de la FRANCE, les conditions paléoclimatiques nécessaires à l'installation des systèmes sédimentaires urgoniens sont à peu près connues (P. RAT et A. PASCAL, 1979):

- température élevée confirmée par l'importance de la sédimentation carbonatée et par les exigences de vie des coraux;

- pluviosité importante vu l'absence d'évaporites dans les milieux à tendance confinée et les nombreux apports terrigènes avec leur paragenèse argileuse de type subtropical humide (kaolinite et interstratifiés dominants).

Selon J.P. MASSE (1976), une forte pluviosité (par exemple en zone équatoriale) est incompatible avec la formation d'oolites: les dépôts urgoniens de PROVENCE, qui en renferment, ont dû se former sous un climat tropical analogue à celui que l'on rencontre actuellement entre 10 et 25 ° de latitude.

On notera enfin que les premiers "*karsts à bauxites*" du LANGUEDOC sont contemporains des dépôts urgoniens et témoignent de conditions climatiques particulièrement chaudes et humides à cette époque (P.J. COMBES, 1969).

3 - Les climats du Tertiaire.

3.1. Le Paléogène (voir figure 29).

La plupart des références concernant le Paléogène ancien date d'une vingtaine d'années et repose principalement sur des études de macro-flore. Au vu des progrès de l'analyse pollinique, on a privilégié - chaque fois qu'elles existaient - les données palynologiques récentes qui fournissent une image plus

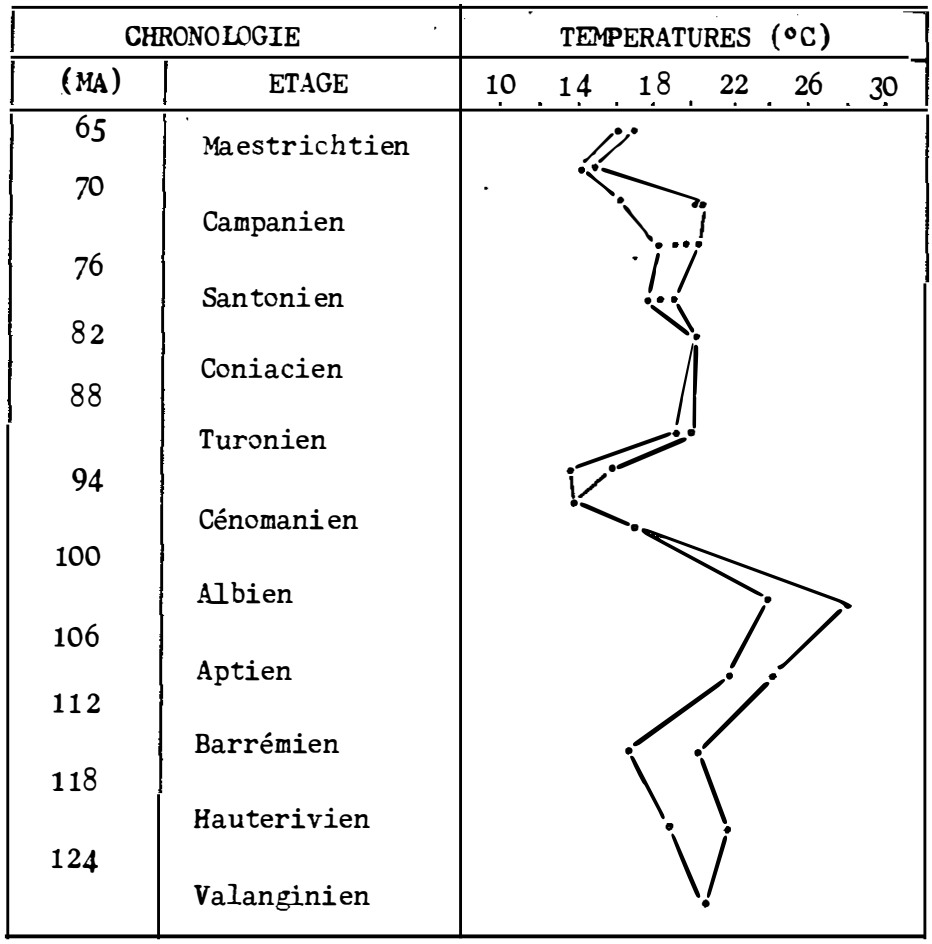


FIGURE 28 . LES PALEOTEMPERATURES DU CRETACE MARIN D'EUROPE (d'après R. FURON, 1972).

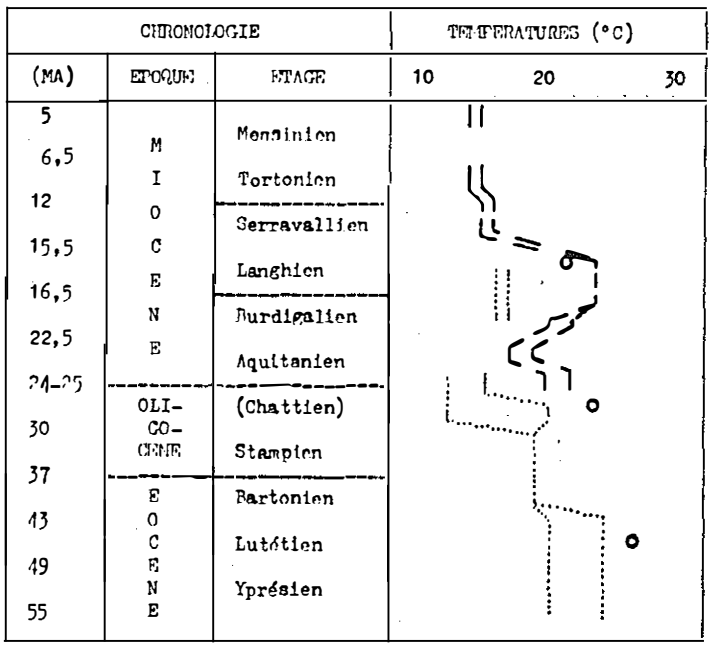


FIGURE 29 . LES PALEOTEMPERATURES MOYENNES ANNUELLES AU TERTIAIRE.

Légende : — — — d'après M. BESSEDIK, 1985
..... d'après P.A. HOCHULI, 1983
o d'après R. FURON, 1972

globale du couvert végétal environnant, notamment en diminuant l'influence des micro-climats. Quelques résultats fournis par des analyses isotopiques (C. VERGNAUD-GRAZZINI, 1983 - P.L. BLANC et al., 1983 - N.J. SHACKLETON et al., 1984, ...) ont également été présentés.

Depuis son émersion, à la fin du Crétacé, la zone qui nous intéresse n'a été le siège d'aucune sédimentation notable jusqu'aux premiers dépôts oligocènes du bassin d'ALES. C'est ainsi que le travail de C. SITTLER (1965) sur la climatologie du Paléogène du fossé rhodanien et de ses satellites s'interrompt au sud de LYON pour ne reprendre qu'entre BARJAC et CARCASSONNE, à l'Ouest, et d'AIX-EN-PROVENCE à MARSEILLE, à l'Est. Les données concernant le BAS-VIVARAIS proviendront donc essentiellement de l'étude des régions avoisinantes.

C. SITTLER (1965) s'est principalement attaché aux reconstitutions paléo-climatiques à partir de renseignements fournis par les minéraux argileux. Selon lui, les argiles néoformées sont significatives du milieu de sédimentation où elles naissent. C'est ainsi qu'éliminant la kaolinite et la montmorillonite, qui supportent aisément remaniements et transports, il s'est uniquement intéressé aux minéraux magnésiens de la série attapulgite-sépiolite, dont la formation, serait contemporaine de la sédimentation. Dans la suite de sa thèse, il a également confronté ces données à celles, plus classiques, de la paléobotanique.

3.1.1. Le Paléocène.

"L'événement catastrophique" d'une durée approximative de 250.000 ans qui a marqué le passage Crétacé-Tertiaire n'a pas été le résultat d'une crise climatique seule: C. VERGNAUD-GRAZZINI (1983) montre qu'il y a eu, suivant les lieux de prélèvement des carottes de sédiments, tantôt une augmentation des $\delta^{18}O$, tantôt une diminution, tantôt aucun changement notable. En revanche toutes les courbes isotopiques fondées sur le $\delta^{13}C$ montrent un pic négatif pour les eaux de surface, ce qui pourrait traduire une modification importante de la distribution du CO_2 dans les grands réservoirs à l'échelle du globe (perturbations dans l'atmosphère, la végétation terrestre, les océans, apports volcaniques, ...).

Pour H. et G. TERMIER (1959), le Danien est une période continentale sèche et probablement froide; cependant, en PROVENCE et à la limite du Crétacé et du Tertiaire, le Vitrollien est associé à une faune et à une flore de caractère tropical: une température moyenne annuelle de 20 °C environ et une pluviosité voisine de 1000 mm sont proposées pour le début du Paléogène. Dans le LANGUEDOC, le Vitrollien représente l'une des deux époques "particulièrement chaudes et hydrolysantes" au cours desquelles se formera de l'attapulgite (C. SITTLER, 1965).

3.1.2. L'Eocène.

Dans le bassin de MAYENCE, en ALSACE, dans la BRESSE et en PROVENCE, le climat de cette période est respectivement qualifié de *tropical humide, latérisant, subtropical et tropical.* De même, les bassins de PARIS et de LONDRES sont colonisés, à l'Yprésien inférieur, par une flore tropicale humide (R. FURON, 1972).

D'après M. BESSEDIK (1983), l'Eocène moyen et inférieur d'EUROPE occidentale est caractérisé par une flore riche en éléments mégathermes, adaptés à des températures élevées. Le passage des flores de type tropical aux flores de type tempéré apparaît seulement à l'Eocène supérieur.

En corrélant les données paléoclimatiques fournies par des sporomorphes avec une stratigraphie basée sur la palynologie, P.A. HOCHULI (1983) parvient à évaluer les conditions climatiques du Tertiaire d'EUROPE de l'Ouest et du centre (voir tableau IX). Ses travaux montrent, pour l'Eocène inférieur et moyen, une forte dominance des éléments mégathermes correspondant à un climat subtropical à tropical, avec une température moyenne supérieure ou égale à 20 °C. Il apparaîtrait ensuite à l'Eocène supérieur un rafraîchissement accompagné d'importantes précipitations.

Dans la HESSE et le fossé rhénan, les conditions semblent avoir été plus chaudes pendant l'Eocène qu'à son début, tandis qu'apparaît au sommet (Ludien) une diminution de l'humidité, probablement accompagnée d'un rafraîchissement, qui atténue le caractère tropical du climat. A la même époque, les dépôts de gypse du bassin de PARIS évoquent un climat chaud et sec (R. FURON, 1972).

Late Eocene

Assemblages with a strong dominance of megathermal elements and a minor representation of conifers and microthermal elements :

Mean annual temperature : 19° C.
Mean temp. of the coldest month : 18° C.
Mean temp. of the warmest month : 20° C.
Annual precipitation : 2600 mm.

Eocene-Oligocene boundary

For assemblages with a marked representation of conifers and with some microthermal elements as they occur near the Eocene-Oligocene boundary, the following climatic features can be deduced.

Mean annual temperature : 18° C.
Mean temp. of the coldest month : 8-11° C (minimum ≥ 0° C).
Mean temp. of the warmest month : ca. 20° C.
Annual precipitation : 2000 mm.

Early Oligocene

Assemblages of Early Oligocene age are closely comparable to Late Eocene assemblages (see above). The corresponding climatic features are thought to be in the same order.

Late Early Oligocene (Middle Oligocene)

Mean annual temperature : 12-20° C.
Mean temp. of the coldest month : > 0° C (minimum : - 15° C).
Mean temp. of the warmest month : 20-25° C.
Annual precipitation : 1300-2200 mm. Driest period in winter.

Late Oligocene

Mean annual temperature : 12-15° C.
Mean temp. of the coldest month : > 0° C (minimum : ca. - 15° C).
Mean temp. of the warmest month : 20-25° C.
Annual precipitation : ca. 1400 mm. Driest period in winter.

Late Early Miocene/early Middle Miocene

Mean annual temperature : 16-17° C.
Mean temp. of the coldest month : 6-9° C (minimum : - 7° C).
Mean temp. of the warmest month : ca. 27° C.
Annual precipitation : 1200-1800 mm (with equal distribution over the year).

Tableau IX - LES PARAMETRES PALEOCLIMATIQUES D'EUROPE CENTRALE AU TERTIAIRE (in P.A. HOCHULI, 1983).

3.1.3. L'Oligocène.

a - L'Oligocène inférieur (Stampien).

Un changement climatique important a eu lieu au passage Eocène-Oligocène (P.A. HOCHULI, 1983 - C. VERGNAUD-GRAZZINI, 1983) avec l'apparition probable de températures hivernales inférieures à 10 °C (limite d'activité photo-synthétique des éléments mégathermes), sans modification notable de la température moyenne annuelle. Les conditions de l'Oligocène inférieur sont, par la suite, comparables à celles du début de l'Eocène.

Dans la HESSE et le fossé rhénan, le climat devient méditerranéen chaud au Rupélien, tandis que la température s'abaisse de 2 à 3 °C entre le Rupélien et l'Aquitanien en SAVOIE et que s'installe, en BRESSE, une flore diversifiée de station humide et fraîche qui traduit une forte pluviosité (C. SITTLER, 1965). En PROVENCE et en LANGUEDOC, le Stampien supérieur représente la deuxième période d'optimum climatique tropical, avec l'apparition respective du gypse et de la sépiolite: en PROVENCE, le climat du Stampien provoque, surtout à la fin, une augmentation des essences de station humide et une multiplication des espèces tropicales.

Dans le bassin de PARIS, la fin de la série stampienne correspond à la formation de meulières par silicification des calcaires lacustres en milieu chaud et aride, accompagnée de phénomènes éoliens (R. FURON, 1972). La faune des phosphorites du QUERCY évoque un climat tropical, de même que les flores de CATALOGNE espagnole et de PROVENCE qui indiquent respectivement des températures moyennes de 26 °C et de 22 à 24 °C. P.A. HOCHULI (1983) propose en revanche une température moyenne variant de 12 à 20 °C et des hivers froids et secs.

E. COULET (1975), en se basant sur la flore de CELAS (Oligocène inférieur du bassin d'ALES), envisage des températures élevées ainsi qu'une certaine humidité, suggérée par l'abondante accumulation de matière organique. Pour l'Oligocène inférieur, des arguments sédimentologiques le font pencher pour des manifestations climatiques brutales, sous la forme de saisons bien tranchées et irrégulières d'une année sur l'autre, impliquant au moins temporairement une

certaine aridité. Ainsi la brèche des MATELLES (HERAULT), calée entre l'Oligocène inférieur et le Stampien supérieur, passe latéralement à des marnes, sans aucune trace d'étalement, ce qui laisse présumer l'action d'un climat aride. Ces conditions se rapprochent de celles qui ont généré les dépôts évaporitiques du bassin de NARBONNE au Stampien terminal.

b - L'Oligocène supérieur (Chattien).

En ce qui concerne l'Oligocène supérieur, les sédiments du bassin d'ALES ont fourni la flore d'ARMISSAN qui évoque sans conteste un climat chaud et des conditions plus humides que précédemment. Quant aux conglomérats grossiers qui surmontent cette formation, ils suggèrent des dépôts de type torrentiel qui pourraient bien dénoncer les effets de la courte récurrence aride envisagée par Y. BRAVARD (1963, in E. COULET) à l'Oligocène terminal. Pour P.A. HOCHULI, les gammes de températures extrêmes de l'Oligocène supérieur sont équivalentes à celles du Stampien mais la moyenne se stabilise autour de valeurs plus basses (12 à 15 °C).

On observe, enfin, en SAVOIE, un épisode de néoformation de montmorrillonite au Chattien supérieur, ce qui dénote un probable réchauffement climatique accompagné d'altérations plus intenses (C. SITTLER, 1965): ce trait de climat se généralise dans la région de la fin du Chattien à l'Aquitanien.

3.1.4. Conclusion.

Pour C. SITTLER, durant l'ensemble du Paléogène on a donc assisté, du point de vue climatique, à la diminution générale, mais peu sensible des températures moyennes annuelles (voir figure 29). Cependant, il a existé des climats chauds et humides, de type tropical, à plusieurs époques et en diverses régions, plus particulièrement à l'Eocène inférieur et moyen et à la fin de l'Oligocène (Chattien terminal ou Aquitanien selon les bassins étudiés): les climats devaient être variés comme ils le sont actuellement selon la latitude, l'altitude, la proximité des mers, ...

On a assisté corrélativement à un appauvrissement des faunes et des flores en éléments tropicaux avec un enrichissement en éléments subtropicaux à

tempérés car l'Oligocène s'est caractérisé par l'apparition d'une période hivernale froide et sèche (P.A. HOCHULI, 1983). Pour C. SITTLER (1965), l'hypothèse d'une lente décroissance continue de la température est difficile à retenir pour le Paléogène en raison des nombreux cycles mis en évidence. Cependant une seule discontinuité floristique et climatique importante se retrouve dans tous les bassins étudiés; elle sépare les flores et les terrains éocènes de ceux de l'Oligocène moyen, c'est la limite entre le Tertiaire ancien et le Tertiaire moyen qui correspond à la limite entre le Rupélien inférieur et moyen. C. VERGNAUD-GRAZZINI (1983) note effectivement, au passage Eocène-Oligocène, un pic isotopique très bien marqué dans les courbes de $\delta^{18}O$: il peut s'agir soit d'un rafraîchissement généralisée et rapide du climat, soit d'une fluctuation dans le volume des glaces stockées dans l'ANTARCTIQUE, qui ne se constitueront en calotte polaire permanente qu'à partir de 14 MA.

Du point de vue hygrométrique, M. BESSEDIK (1983) pense que les extinctions d'espèces tropicales ont été la conséquence de la xéricité croissante survenue, au cours du Tertiaire, dans la région de la TETHYS.

3.2. Le Néogène.

3.2.1. Le Miocène.

D'une manière générale, la faune de FRANCE comporte toujours des marsupiaux, des rhinocéros, des crocodiles et des tortues, animaux de pays relativement chauds (C. SITTLER, 1965). D'autre part, la végétation des régions Nord-Ouest méditerranéennes semble avoir été caractérisée par trois ou quatre formations qui reflètent un climat subtropical semi-aride à tropical humide (M. BESSEDIK, 1985). Cet auteur considère cependant que seules les espèces mègathermes et mésothermes vivaient en basses plaines et que la répartition observée correspondrait pour partie à une zonation altitudinale.

a - Le Miocène inférieur.

Pour l'Aquitanien, il conclut à un climat de type subtropical à saisons contrastées, nettement plus chaud que le climat méditerranéen actuel (17 à 19 °C de moyenne). Ces conditions semblent effectives jusqu'au début du Langhien mais

avec un climat subtropical à tropical, globalement plus humide que précédemment (et qui résulterait d'un accroissement de la nébulosité atmosphérique plutôt que des précipitations).

b - Le Miocène moyen.

Le Burdigalien terminal et le début du Langhien voient par contre s'installer un épisode semi-aride, identique à celui de l'Aquitanien basal. Un accroissement des précipitations estivales, en revanche, individualiserait le Langhien inférieur, période où l'humidité est maximale: P.A. HOCHULI propose alors des précipitations également réparties sur l'année et une température moyenne de 16 à 17 °C.

La tendance à l'aridification réapparaît au passage Langhien-Serravallien et restera la caractéristique du climat jusqu'à la fin du Miocène: en effet, selon M. BESSEDIK et al. (1984) les flores des sites des COIRONS ne sont guère différentes des flores du Serravallien et du Tortonien du LANGUEDOC. La plupart des éléments mégathermes sera éliminée, dans certains gisements, dès 14 MA avec l'installation de conditions assez comparables à celles que connaissent les régions actuellement sous climat de type méditerranéen (nette réduction des pluies estivales): on peut alors parler d'un climat "pré-méditerranéen".

P. MEIN (1983), d'après l'étude de gisements faunistiques dans la région de LYON, définit un paysage de savane avec alternance d'une saison sèche et d'une saison pluvieuse créant des mares temporaires. Il constate cependant que les faunes provenant de fissures karstiques dans un massif calcaire semblent toujours traduire un environnement plus sec et plus chaud que celles des gisements fluvio-lacustres des plaines.

c - Le Miocène supérieur.

Au Tortonien supérieur l'abondance des formes de grands mammifères de milieu ouvert permet de penser qu'une aridification s'est produite (M. BESSEDIK et al., 1984). Ceci est corroboré par l'étude de la sédimentation argileuse de la basse DURANCE au Miocène supérieur: G. CLAUZON et C. ROBERT (1983) y ont observé des smectites et des argiles fibreuses dont la formation requiert

l'intervention d'un climat à saisons contrastées et de tendance aride ou sub-aride. Un tel climat - reconnu comme caractéristique du Messinien méditerranéen, en particulier dans le domaine provençal - existait donc déjà au Tortonien supérieur, 3 MA avant l'individualisation du climat méditerranéen en régions méditerranéennes nord-occidentales (W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC, 1983).

Les résultats obtenus dans la région lyonnaise par P. MEIN (1983) vont dans le même sens, si ce n'est qu'il n'y a aucune trace d'aridification du climat à une époque qui devait précéder de peu la crise messinienne: mais il précise que la valeur réelle des paramètres température et humidité est très difficile à évaluer dans le cas de l'analyse quantitative des petits mammifères. Pour P. ROIRON (1983), une forte dominance des éléments chauds et humides se révèle encore dans les macroflores des COIRONS et de CERDAGNE, probablement antérieures à la phase évaporitique terminale. Un refroidissement sensible du climat se fait ensuite sentir au Messinien mais le domaine méditerranéen semble épargné par cette période plus fraîche: les saisons sèches n'auraient pas été suffisamment marquées pour provoquer la disparition des espèces subtropicales et, d'autre part, il devait exister, de par la paléogéographie complexe, un climat qui n'était vraisemblablement pas uniforme.

d - Conclusion.

En résumé, les températures moyennes annuelles attribuées par M. BESSEDIK (1985) à l'ensemble du Miocène varient de 14 à 24 °C, avec des minima pouvant franchir dès 14 MA le palier des 10 °C correspondant à la limite d'activité photo-synthétique des éléments mégathermes: ce fait est à mettre en relation avec l'installation d'une calotte glaciaire permanente dans l'ANTARCTIQUE. Les données de P.A. HOCHULI (16 à 17 °C de moyenne annuelle et des minima de 6 à 9 °C) sont en accord avec ces valeurs pour le Miocène inférieur. Pour la zone nord-ouest de l'aire méditerranéenne, des températures de 10 à 18 °C sont annoncées. A la fin du Tertiaire, il n'existe donc toujours aucune trace de climat froid, les conditions restant tempérées à fraîches.

L'humidité semble avoir augmenté assez régulièrement de l'Aquitanien au Langhien (où se situe l'optimum hygrométrique du Miocène) pour subir ensuite une rapide et nette diminution dans le nord-ouest de la zone méditerranéenne d'après

les analyses polliniques. Par contre l'étude des faunes de rongeurs dans le sud-est de la FRANCE et celle des grands mammifères dans le nord de la zone péri-méditerranéenne concluent à une oscillation plus périodique avec deux maxima au cours du Miocène (Burdigalien et début du Tortonien) et deux minima situés au Serravallien et de la fin du Tortonien au Messinien.

3.2.2. Le Pliocène (voir figure 30).

a - Le Zancléen (Tabianien).

Après un long épisode sec, généralement admis à la coupure Miocène-Pliocène (J. BARRIERE et al., 1971 - J.P. SUC, 1982), s'installe un climat peu différent dans l'ensemble de celui du Miocène: H. MEON-VILAIN (1970) le définit comme évoluant vers un assèchement et vraisemblablement un refroidissement, en passant par un épisode plus chaud et plus humide pendant lequel se développe un grand nombre d'espèces tertiaires. Pour elle, dans la vallée du RHONE, cette évolution peut s'expliquer en partie par les allées et venues de la mer, mais elle note l'existence de microclimats de fonds de golfe, tantôt à tendance tropicale, tantôt indiquant des refroidissements localisés. Globalement, elle considère donc le climat du Pliocène comme formé d'une succession d'oscillations d'humidité se traduisant, de la base au sommet, par une diminution générale des températures et surtout de l'humidité.

Pour G. DEPAPE (1922) le climat du Pliocène inférieur apparaît, d'après l'étude des argiles marines de SAINT-MONTAN et de BAGNOLS-SUR-CEZE, comme remarquablement homogène, humide et chaud: à la suite d'études paléobotaniques, cet auteur indique une température moyenne de 20 °C pour le Pliocène de la région d'AVIGNON, tandis que A. PONS (1969 in R. FURON, 1972) propose un climat tempéré-humide, des hivers peu accusés, une pluviométrie de 1000 mm et 4 à 5 °C au-dessus de la température actuelle pour la basse vallée du RHONE (soit 19 à 20 °C pour le BAS-VIVARAIS).

En étudiant les faunes de rongeurs du LANGUEDOC, M. BESSEDIK et al. (1984) notent dès le Tabianien, un changement climatique avec l'apparition d'une période estivale qui modifie la stucture du couvert végétal. Mais la faune conservera

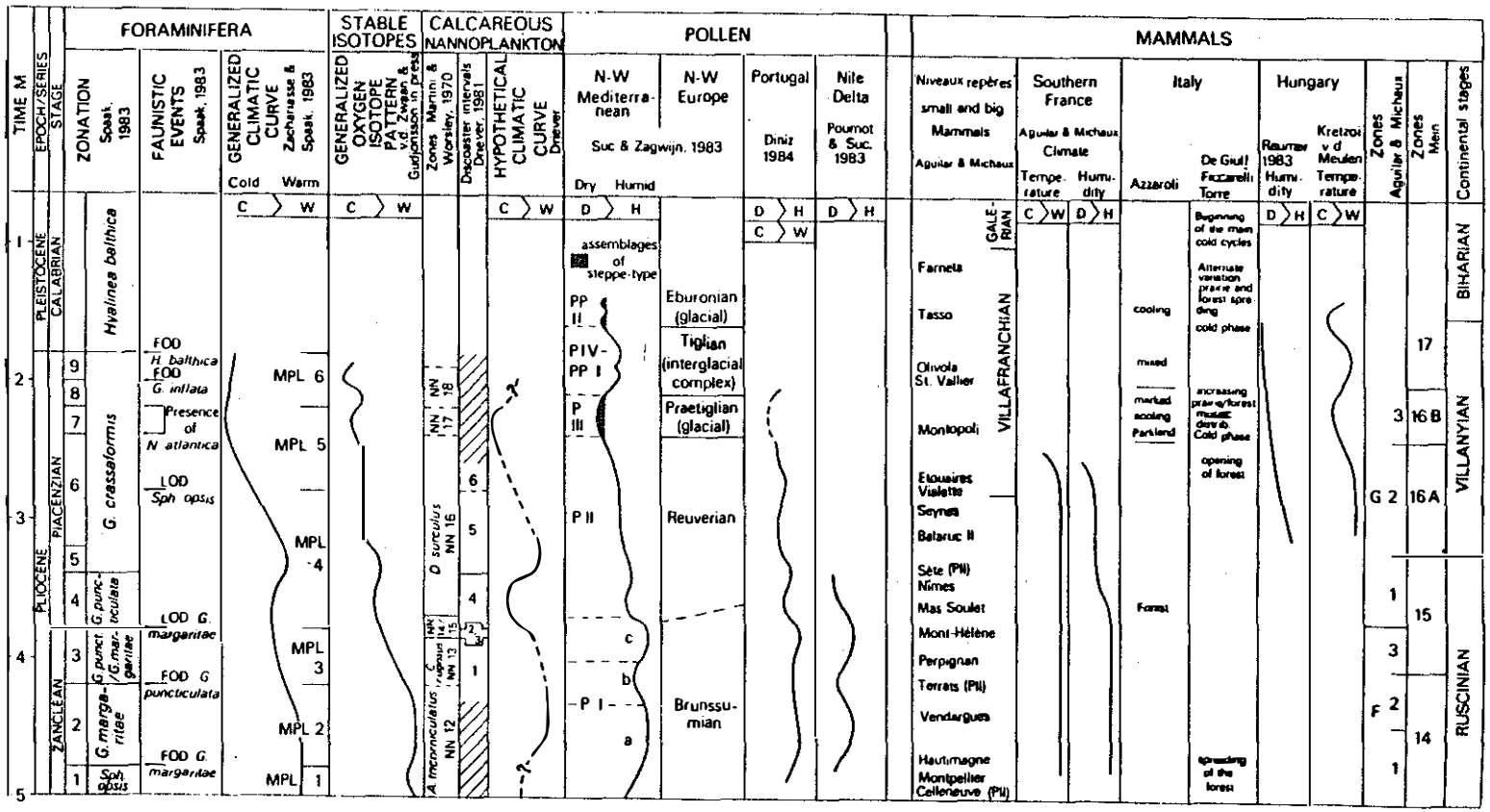


FIGURE 30 . SYNTHESE PALEOCLIMATOLOGIQUE DU PLIO-PLEISTOCENE (in "Paléobiologie Continentale", 1983).

des affinités tertiaires et restera de type subtropical jusqu'au début du Plaisancien.

J.P. SUC (1985) précise la chronologie de ces événements grâce à l'analyse pollinique de séries essentiellement marines, qui lui fournit un film continu de l'évolution des associations végétales et du climat: après une expansion des milieux forestiers, au début du Pliocène, apparaissent des dégradations périodiques du couvert végétal imputables à des diminutions de l'humidité accompagnées de refroidissements, la première se situant au Zancléen entre 4,6 et 4 MA.

b - Le Piacenzien (Plaisancien).

Au Pliocène supérieur, on assiste, pour M. BESSEDIK et al. (1984), à une détérioration du climat par suite d'une aridification croissante, impliquant une régression de la forêt. Mais J.P. AGUILAR et J. MICHAUX (1983) signalent qu'il n'y a pas de synchronisme précis entre les phases reconnues à partir de rongeurs et celles déduites de l'étude de la palynoflore et que la divergence observée entre les deux étalonnages est telle, qu'elle devrait susciter une analyse critique plus poussée des données palynologiques!

Cependant J.P. SUC (1985) date une seconde détérioration climatique du début du Plaisancien (vers 3,1 MA) correspondant à la mise en place du rythme climatique de type méditerranéen (installation progressive de la sécheresse estivale et de refroidissements hivernaux): du point de vue pollinique, ce changement est très bien marqué (W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC, 1983).

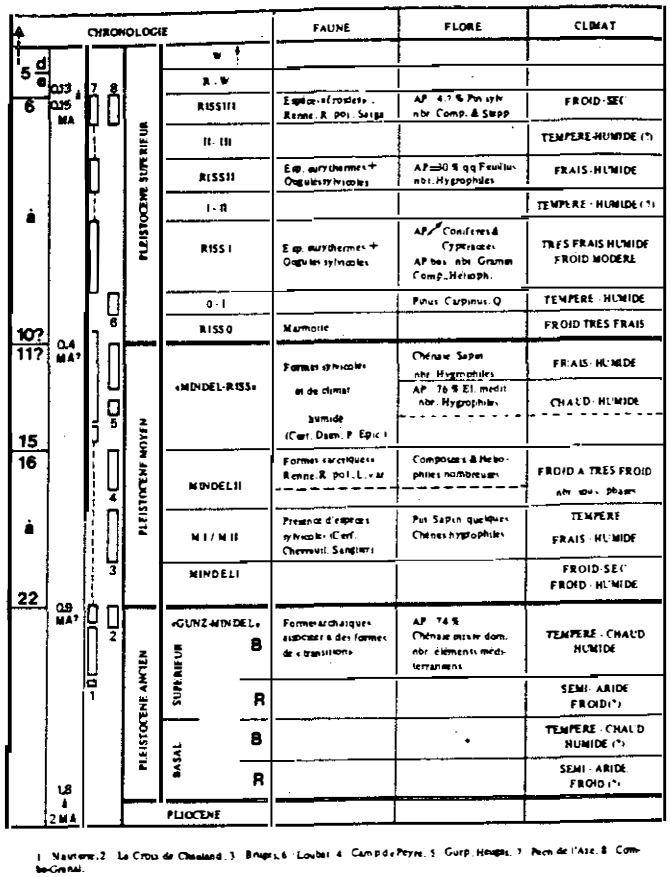
J.P. AGUILAR et J. MICHAUX (1983) notent également une modification du couvert végétal qui s'accentue au début du Piacenzien (3,2 à 3,1 MA): ils l'expliquent par la conjonction d'une période estivale plus aride et d'un abaissement de la température.

P.L. BLANC et al. (1983) ont analysé les phénomènes paléoclimatiques liés aux premières manifestations glaciaires dans l'ATLANTIQUE Nord. La plus ancienne trace de glaciation y date de 3,1 MA, époque de la flore brunssumienne de HOLLANDE (voir tableau X) et des forêts marécageuses sur les côtes médi-

TENDANCE CLIMATIQUE	ZONATION POLLINIQUE	D'EUROPE DU NORD	CHRONOLOGIE ALPINE	ABSOLUE
				1,0
Réchauffement	Pl III	Waalien	Inter-Glaciaire	
				1,4
Refroidissement	Pl II	Eburonien	Donau	
				1,6
Réchauffement	P IV-Pl 1	Tiglien	Inter-Glaciaire	
				2,1
Refroidissement	P III	Praetiglien	Biber	
				2,3
Oscillations	P II	(Reuvérien)	Pliocène	
				3,2
	P I	(Brunssumien)		
				5,2

Tableau X - CORRELATIONS CLIMATO-STRATIGRAPHIQUES ENTRE L'EUROPE DU NORD ET LES ZONES POLLINIQUES DE MEDITERRANEE NORD-OCCIDENTALE AU PLIO-PLEISTOCENE (d'après W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC, 1983).

Légende: *La chronologie absolue est exprimée en Millions d'années*



1 Nauterie. 2 La Croix de Chaaland. 3 Bruges. 6 Loubat. 4 Camp de Peyre. 5 Gurp. Heugas. 7 Peen de l'Aze. 8 Combe-Grenal.

terranéennes françaises et espagnoles; le climat était alors chaud et humide, sur cette région, avec une répartition régulière des pluies sur l'année.

Enfin N.J. SHACKLETON et al. (1984) confirment l'âge de 3,1 MA pour les premières traces de glaciation en ISLANDE mais signalent que les conditions climatiques ne devaient pas être sévères sur le nord-ouest de l'EUROPE car les flores reuvériennes sont encore relativement riches en éléments thermophiles. La disparition des forêts marécageuses s'amorce dans le sud de l'EUROPE, les analyses isotopiques ($\delta^{13}C$) ne dénotent pas de refroidissement important dans l'ATLANTIQUE nord où persiste le *North Atlantic Drift*, responsable du climat doux de l'EUROPE septentrionale.

De 3,1 à 2,3 MA, plusieurs refroidissements apparaissent: ils sont tout d'abord limités à la côte ouest de l'ATLANTIQUE (ISLANDE, GROENLAND) puis s'étendent à l'AMERIQUE du Nord. Il ne semble pas y avoir d'influences thermiques majeures sur le climat européen, mais on assiste à la disparition totale des forêts marécageuses en MEDITERRANEE occidentale, suite probablement à l'arrivée d'une certaine sécheresse estivale.

A partir de 2,4 MA, vont alterner phases steppiques, plus xériques et plus froides, et phases forestières, plus humides et plus chaudes (J.P. SUC, 1985). C'est alors le début des fluctuations climatiques méditerranéennes de type quaternaire en relation avec des événements intervenus dans le domaine nordique.

C'est à la même époque (vers 2,5 MA) que C. VERGNAUD-GRAZZINI (1983) cite un net accroissement de la calotte antarctique qui était stable durant le Zancléen. D'après les analyses micropaléontologiques et paléomagnétiques réalisées à l'ouest du banc de ROCKALL, N.J. SHACKLETON et al. (1984) estiment à 2,37 MA l'âge de la première manifestation glaciaire importante dans l'hémisphère Nord.

Pour P.L. BLANC et al. (1983), la seconde glaciation importante est contemporaine du Prétiglien (ou Biber dans la chronologie alpine): il s'en suit un net refroidissement dans le nord de l'EUROPE et, au sud, une régression de la forêt causée par l'installation d'une véritable saison sèche et d'une répartition irrégulière des précipitations à l'échelle de l'année (J. CRAVATTE et J.P. SUC,

1981). Dans un premier stade il ne s'agit que d'une réduction de l'humidité mais la fin de cette période voit la disparition totale des flores humides et l'apparition d'éléments steppiques qui deviendront ultérieurement prédominants.

Après une amplification apparente des caractéristiques du climat méditerranéen entre 2,3 et 2,0 MA (J.P. SUC, 1985), un nouveau développement des milieux forestiers reflète une augmentation de l'humidité et de la température. L'auteur fait observer que si les variations thermiques du Pliocène inférieur et moyen furent déterminantes au Nord pour les formations végétales, sur les rives de la MEDITERRANEE elles se traduisirent surtout par des changements au niveau du volume et de la répartition saisonnière des précipitations.

Il convient de noter l'article de C. GUERIN (1983), sur les gisements villafranchiens, où les analyses palynologiques et macrofloristiques sont peu fréquentes: d'après l'étude des faunes de mammifères, il propose un climat humide et relativement chaud, évoluant vers un certain assèchement et une tendance au refroidissement pour le Villafranchien inférieur, tandis qu'une légère augmentation de l'humidité caractériserait le Villafranchien moyen.

3.2.3. Conclusions.

Tout au long du Néogène, on voit donc le climat passer de sa relative stabilité antérieure (déjà ébranlée durant l'Oligocène) à une série d'oscillations de grande amplitude dont la fréquence ira en s'accentuant jusqu'aux rapides successions de cycles glaciaires du Quaternaire.

Sur le plan thermique, on n'assiste qu'à l'installation momentannée d'épisodes de rafraîchissements qui ne deviendront de véritables phases froides qu'à partir du Plio-Pléistocène. Mais la plupart des éléments mégathermes disparaissent dès le Miocène moyen, alors que s'installe une calotte glaciaire permanente dans l'ANTARCTIQUE. Le déclenchement du grand mouvement eustatique de la fin du Miocène a été synchrone des fluctuations climatiques avec pour résultat des phases plus froides et plus xériques lors de la régression messinienne. Ensuite, le climat s'est "modernisé" avec l'apparition respective, au cours du Piacenzien, du rythme climatique méditerranéen (sécheresse estivale et

hiver frais) puis des fluctuations climatiques de type quaternaire (refroidissement au Prétiglien).

Pour W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC (1983), le nord et le sud de l'EUROPE ont connu des histoires climatiques coordonnées et commandées essentiellement par les refroidissements et réchauffements intervenus en domaine arctique. Dans les deux cas, les variations de température ont joué un rôle déterminant: directement aux hautes latitudes, indirectement sur les rives de la MEDITERRANEE en entraînant des variations dans la quantité et la distribution saisonnière des précipitations, lesquelles sont à l'origine de la caractérisation phyto-géographique de la province méditerranéenne.

4 - Les climats du Quaternaire.

Les climats ayant été très différenciés au Quaternaire, on se propose de passer succintement en revue les tendances paléoclimatiques des régions adjacentes au MIDI méditerranéen français afin de replacer l'ARDECHE - où certaines données manquent - dans son contexte.

4.1. Données régionales.

4.1.1. L'EUROPE occidentale.

W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC (1983) ont donc établi une série de corrélations climato-stratigraphiques entre le Quaternaire d'EUROPE du nord et celui de la MEDITERRANEE nord-occidentale. Pour les phases postérieures au Prétiglien, le synchronisme chronologique est fondé sur la correspondance entre phases forestières ou déboisées dans les PAYS-BAS et, respectivement, interglaciaires ou glaciations dans le sud de l'EUROPE. De même qu'au Pliocène, les fluctuations de températures enregistrées en HOLLANDE se traduisent surtout, sur les rives de la MEDITERRANEE, par des changements au niveau des précipitations.

4.1.2. Les sédiments océaniques.

Por C. VERGNAUD-GRAZZINI (1983), les grandes fluctuations climatiques du Pléistocène moyen et supérieur représentent le dernier évènement important

d'une série qui, depuis le tout début du Cénozoïque, à conduit à la généralisation du phénomène glaciaire. Grâce aux analyses isotopiques, elle décèle deux grands modes climatiques dans le Quaternaire:

- des changements climatiques de fréquence élevée mais d'amplitude faible au Quaternaire ancien;
- une succession de cycles glaciaire/interglaciaire de 100.000 ans de période et d'amplitudes fortes, qui caractérise le Quaternaire récent.

Les 900.000 ans qui séparent ces deux périodes ont vu le développement des glaces continentales et de la calotte polaire dans l'hémisphère Nord.

4.1.3. Les faunes de rongeurs de FRANCE.

J. CHALINE (1972) a recensé de nombreux gisements préhistoriques renfermant des faunes de rongeurs: la cause des modifications observées serait essentiellement d'ordre climatique car les rongeurs sont des animaux étroitement adaptés à des biotopes bien déterminés et à des conditions climatiques définies qui s'expriment par leur aire de répartition. Leur utilisation comme critères paléoclimatiques est cependant malaisée, en raison du manque de synthèse sur ce sujet pour la période considérée et de l'adoption d'une chronologie strictement basée sur les variations faunistiques.

Le climat du Pléistocène moyen et supérieur dans le sud de la FRANCE peut être schématisé en trois stades:

- tempéré et sec au Riss;
- tempéré et humide à l'interglaciaire Riss-Würm et au Würm ancien;
- froid et humide au Würm récent avec (?) un épisode plus sec au Würm III.

4.1.4. Le Pléistocène d'AQUITAINE.

a - <u>La période anté-würmienne</u>.

J.P. TEXIER et al. (1983) ont abordé le problème des reconstitutions paléoclimatiques à l'aide d'études de formations fluviatiles et de certains

dépôts karstiques. Pour eux, les principales subdivisions du Pléistocène aquitain sont basées sur la reconnaissance de grands cycles morpho-sédimentaires à commande climatique.

Le tableau XI résume les résultats obtenus mais nécessite les observations complémentaires suivantes:

- les conditions climatiques spécifiques du Quaternaire semblent déjà en place à la limite plio-pléistocène;

- la détérioration climatique du Mindel II est interrompue par deux épisodes d'amélioration dont les maxima correspondent à la formation de planchers stalagmitiques dans les grottes;

- l'optimum climatique du Mindel-Riss est surtout caractérisé par une humidité relativement forte, qui augmentera encore dans la deuxième moitié de cet interglaciaire;

- à partir de la limite Pléistocène moyen/supérieur apparaît un net changement de périodicité des rythmes climatiques qui deviennent plus courts;

- bien que treize phases climatiques distinctes aient été reconnues, pendant le Riss, d'après l'étude des sédiments karstiques d'AQUITAINE, cette période glaciaire est globalement marquée par une nette dégradation du climat qui devient extrêmement rigoureux et steppique au Riss III (fin du Riss récent);

- les nombreux interstades rissiens, de par leurs incidences morphologiques (surcreusement des vallées) et pédologiques (développement d'altération) auraient eu des caractéristiques climatiques comparables en intensité et en durée à celles de l'interglaciaire Riss-Würm.

b - Le Würm.

Les nombreux renseignements du même type que les précédents que l'on possède sur cette période glaciaire ont amené H. LAVILLE et al. (1983) à la

considérer séparément. De la complexité de l'histoire climatique de cette période, on retiendra seulement trois phases:

- l'interglaciaire Riss-Würm représente un optimum thermique avec, dans le domaine karstique, développement de planchers stalagmitiques complexes avec d'épaisses formations argileuses entrecoupées de planchers;

- le Würm ancien est globalement caractérisé par l'installation progressive d'un froid de plus en plus sec que remet en cause l'interstadiaire complexe du Würm II-III;

- le climat redevient modérément froid au Würm récent avec un net réchauffement au tardi-Glaciaire (fin du Würm IV).

On notera enfin l'étroit parallélisme qui existe à toutes les époques, mais de façon évidente au Würm récent pour lequel les données abondent, entre le refroidissement et l'assèchement climatique. Ce fait entraîne des implications nettement plus importantes des facteurs climatiques dans les processus karstogénétiques lors des périodes tempérées à chaudes car elles se révèlent être également en majorité humides.

4.1.5. Le Quaternaire continental marocain.

a - Intérêt de cette démarche.

On vient de voir les corrélations, proposées par W.H. ZAGWIJN et J.P. SUC (1983), entre fluctuations thermiques en EUROPE du Nord et oscillations pluviométriques plus au Sud. D'autre part, E. BONIFAY (1962) avait déjà remarqué, pour la PROVENCE, qu'au Riss et au début du Würm les premières manifestations glaciaires s'étaient surtout traduites par des périodes pluviales.

R. RAYNAL et J. TRICART (1963) pensent que des différences régionales importantes rendent le climat du Quaternaire du MIDI méditerranéen français particulièrement nuancé, de par la position intermédiaire de celui-ci entre le domaine des glaciations alpines et les pays de climat franchement méditerranéen. Ils ont mis en évidence un net parallélisme avec l'évolution

quaternaire du MAROC, témoignant de l'appartenance de ces deux régions à un même ensemble morphoclimatique. D'un point de vue essentiellement climatologique sont présentés ici les grands traits de cette analogie de comportement durant les cinq pluviaux et le dernier inter-pluvial classiquement mis en évidence au MAROC (voir tableau XII).

b - Les paléoclimats marocains.

Le **Moulouyen** est la première période pluviale du Quaternaire assimilée au Villafranchien supérieur: au MAROC, elle marque une rupture décisive dans le sens du refroidissement, ou du moins du rafraîchissement, après de longues séries de climats de type tropical ou subtropical. Il semble que le climat ait été alors caractérisé par un rythme saisonnier brutal de la pluviosité ainsi que par des oscillations thermiques fortes dans l'intérieur du pays, mais très atténuées dans les plaines atlantiques.

Le **Salétien**, équivalent du Günz, se manifeste comme une pulsation brutale dans le sens du froid et de l'humide, avec cependant des contrastes régionaux accusés.

L'**Amirien**, contemporain du Mindel, a été une période de climat relativement doux, même en montagne, contrairement à ce que l'on observe dans le MIDI méditerranéen français: il semble que les oppositions climatiques se soient alors accusées de part et d'autre de la MEDITERRANEE.

Le **Tensiftien**, assimilé au Riss, marque une nouvelle oscillation dans le sens d'un froid rigoureux.

Le **Soltanien**, dernier pluvial maghrebin équivalent du Würm européen, fut nettement moins froid car la pédogenèse n'a pas été interrompue.

L'**interpluvial** actuel correspond à l'Holocène: après un arrêt de creusement des cours d'eau est intervenue une récurrence humide (**Rharbien**) qui s'est placée après le maximum de la transgression marine flandrienne et qui s'est retrouvée dans le MIDI méditerranéen français.

MAROC			ARDECHE	
FORMATION CONTINENTALE	TERRASSES FLUVIATILES	CONDITIONS CLIMATIQUES	CHRONOLOGIE ALPINE	TERRASSES FLUVIATILES
Rharbien	+2 à +4	Humide	(Holocène)	
Soltanien	+10	Froid	Würm IV	+10 à +30
Tensiftien	+20 à +30	Très Froid	Riss	+25 à +40
Amirien	+40 à +60	Tempéré	Mindel	?
Saletien	+70 à +90	Froid & Humide (avec contrastes régionaux) oscillations thermiques et pluviométriques saisonnières	Günz	?
Moulouyen	> +150		Donau	+100 à +190
Plio-Villafranchien	> +200	Fin du climat tropical à sub-tropical		

Tableau XII - CORRELATIONS DES DEPOTS CONTINENTAUX MAROCAINS AVEC LES FORMATIONS GLACIAIRES EUROPEENNES (d'après H. ALIMEN, 1963).

Remarques:

1 → Pour H. RAYNAL et J. TRICART (1963), le Régréguien et le Présoltanien sont respectivement assimilés au Moulouyen supérieur et à la base du Soltanien.

2 → Pour les terrases fluviatiles, il s'agit de leur altitude relative par rapport au lit actuel (en mètres).

c - Conclusions.

Le net parallélisme d'évolution évoqué par les auteurs est en fait entaché de décalages chronologiques en ce qui concerne certains processus, comme la pédogenèse rubéfiante qui a débuté plus tôt au MAROC (à l'Amirien, équivalent du Mindel). Il semble que cela soit seulement dû, en FRANCE, à l'intensité des épisodes froids qui ont longtemps été trop rudes.

H. ALIMEN (1963) considère que les données radiochronologiques et palynologiques vont dans le sens d'une corrélation entre pluviaux nord-africains et glaciaires européens mais qu'un parallélisme n'est confirmé que pour le Quaternaire récent: ainsi le dernier pluvial du MAGHREB et de la PENINSULE IBERIQUE (le Soltanien) est-il l'équivalent du Würm européen, bien que certaines de ses phases correspondent en fait à des assèchements climatiques (A. WEISROCK, 1983).

4.2. Le Quaternaire en ARDECHE.

4.2.1. Les données archéologiques.

Les gorges de l'ARDECHE, du fait de la présence d'eau - donc de gibier - et des nombreux abris formés par les grottes et baumes, semblent avoir été de tous temps un lieu d'occupation de la part de l'Homme. Les quelques exemples choisis pour illustrer ce thème sont essentiellement extraits du travail de B. LABROUSSE (1977), ainsi que de E. DEBARD (1988) pour le Pléistocène supérieur. On a considérablement simplifié les descriptions lithologiques pour ne retenir que les éléments nécessaires à un essai de reconstitution des principaux événements paléoclimatiques du Plio-Pléistocène (voir tableau XIII).

a - Le Paléolithique inférieur.

La faune associée aux industries abbevilliennes découvertes à proximité de SAINT-JUST est encore à tendance tertiaire et indique que l'ARDECHE jouit d'un climat chaud ou tempéré-chaud. Au Mindel, cette faune émigre temporairement vers le Sud pour laisser la place au renne, caractéristique d'un climat froid.

DATATION ABSOLUE (MA)	CHRONOLOGIE ALPINE	INDUSTRIE	CLIMAT
	Holocène	Magdalénien	Tempéré - Humide
0,01			
	Würm	Solutréen Aurignacien Moustérien	Froid Froid - Sec Froid - Humide
0,08			
	Inter-glaciaire		Chaud - Humide
0,12			
	Riss	Acheuléen	F - Humide à F* Step. à Temp.(?)
0,2			
	Inter-glaciaire		?
0,3			
	Mindel		Froid
0,6			
	Inter-glaciaire	Abbevillien	Chaud (avec aridité estivale) à Tempéré-Chaud avec périodes froides (glaciations)
0,7			
	Günz		
1,4			
	Inter-glaciaire		
1,6			
	Donau		
2,0			
	Inter-glaciaire	Pebble-Culture	
3,5			
	Biber (?)		
4,0			

Tableau XIII - PALEOCLIMATOLOGIE DU QUATERNAIRE D'ARDECHE D'APRES L'ETUDE DES GISEMENTS PREHISTORIQUES (d'après B. LABROUSSE, 1977).

Légende: *MA = Million d'années*
Step.= Steppique
Temp.= Tempéré
F = Froid
F = Très froid*

Le gisement d'ORGNAC 3, qui remonte au Riss récent, montre tout d'abord un climat steppique puis un niveau de limon rougeâtre correspondant à un climat plus tempéré à l'interstade Riss II-III. La séquence supérieure, à dépôts cryoclastiques (Riss III) indique un climat d'abord froid, puis froid et humide, devenant enfin trés froid. L'interglaciaire Riss-Würm est marqué par le développement d'un sol d'altération caractérisant un retour à un climat chaud.

b - Le Paléolithique moyen.

Dans le Moustérien de la grotte du RANC POINTU N° 2, à la sortie des gorges de l'ARDECHE, a été mis en évidence un ensemble cryoclastique, daté du Würm ancien (Würm I), reposant sur un mince lit argileux attribué à l'interglaciaire Riss-Würm. Le climat est ainsi redevenu progressivement plus humide et froid jusqu'au Würm I. Cependant, à partir du Würm II, les conditions se sont dégradées, tendant de nouveau vers un climat périglaciaire, plus froid et plus sec, avec la réapparition du renne.

c - Le Paléolithique supérieur et le Néolithique.

Le froid du tardi-glaciaire (Würm IV) a probablement entraîné la formation des cailloutis cryoclastiques, abondants en ARDECHE. A l'approche du post-Glaciaire, le climat devient de plus en plus humide et des cailloutis limoneux ou sableux, parfois concrétionnés en brèches, commencent à se former. Mais ce ne sera que vers 10000 à 8000 BP que les faunes froides disparaîtront totalement de la région.

4.2.2. Les remplissages karstiques.

D'une manière générale, la plupart des remplissages de cavernes sont contemporains des phases climatiques froides (J. CHALINE, 1972). En synthétisant les résultats de l'étude de J. BLANC et H. CHAMLEY (1975) sur la grotte de SAINT-MARCEL, on peut extraire les critères paléoclimatologiques suivants:

- interruption du draînage des eaux souterraines vers l'ARDECHE à une époque non déterminée du Quaternaire ancien ou du Villafranchien, à la suite de modifications climatiques (sécheresse) et/ou tectoniques;

- colmatage général des réseaux durant un interglaciaire rubéfiant (Mindel-Riss?);

- ravinement et décolmatage partiel lors d'une phase d'érosion probablement liée à une séquence glaciaire régressive (Riss?);

- dépôt des concrétions rousses au cours d'une ou de plusieurs longues périodes humides anté-würmiennes (interstades rissiens ou interglaciaire Riss-Würm);

- fermeture de la caverne par des éboulis cryoclastiques du Würm ancien;

- nouvelle phase de concrétionnements au Würm supérieur et au post-Glaciaire;

- dernière phase humide probablement au sub-Atlantique (3500 à 3000 BP);

- assèchement progressif de la grotte jusqu'à l'Actuel.

4.2.3. Les phénomènes pédogénétiques.

En l'absence de données archéologiques et paléontologiques précises, J. MOINEREAU (1966) se refuse à relier les phénomènes pédogénétiques qu'il a mis en évidence aux successions de phases glaciaires et interglaciaires du Quaternaire: on remarquera seulement qu'en attribuant un âge würmien au dernier apport de loess, on daterait ainsi la première phase rubéfiante de l'interglaciaire Günz-Mindel, ce qui est en avance d'un interglaciaire sur les autres interprétations climatiques: mais on peut également invoquer une scission du Riss en deux fluctuations froides distinctes du fait de l'intensité du froid pendant le Riss III. La chronologie serait alors la suivante:

- altération des alluvions lors de phases climatiques rubéfiantes dès le creusement du canyon de la basse ARDECHE (interglaciaire Mindel-Riss);

- gélifraction et cryoturbation sur les alluvions et les formations de pente calcaires, premier apport loessique qui fossilise les surfaces entre 180 et 250 m en relation avec un climat périglaciaire (Riss ancien);

- climat chaud à saisons contrastées avec reprise de décarbonatation, calcification et rubéfaction dans le loess et les formations de pente, ainsi que dans les hauts niveaux alluviaux et dans la terra rossa (interstadiaire Riss II-III);

- phase froide périglaciaire avec développement de nouvelles formations de pente et dépôt de loess qui fossilise les lehms rubéfiés (Riss III);

- phase climatique rubéfiante atténuée (interglaciaire Riss-Würm);

- dernier apport de loess (Würm);

- importants remaniements post-glaciaires qui correspondraient à l'optimum climatique avec l'installation d'une végétation forestière et le lessivage des hauts niveaux;

- accélération de l'évolution régressive principalement par action de l'Homme (Néolithique): la sédentarisation humaine avec l'apparition des premiers défrichements délimite la période d'évolution pédologique récente.

4.2.4. Conclusion.

Comme on vient de le rappeler par quelques exemples, la paléoclimatologie du Quaternaire a fait l'objet de nombreuses études à partir de tous les types de matériaux existants. L'abondance des gisements relatifs à cette époque confirme les conditions spécifiques qui régnaient localement (micro et méso-climats), ce qui limite grandement les possibilités de synthèse.

Cependant pour le BAS-VIVARAIS, la figure 31 met en évidence que le Quaternaire a essentiellement été une période froide à nombreuses fluctuations pluviométriques. On peut ainsi grouper les paléoclimats quaternaires en quatre tendances principales (voir figure 32):

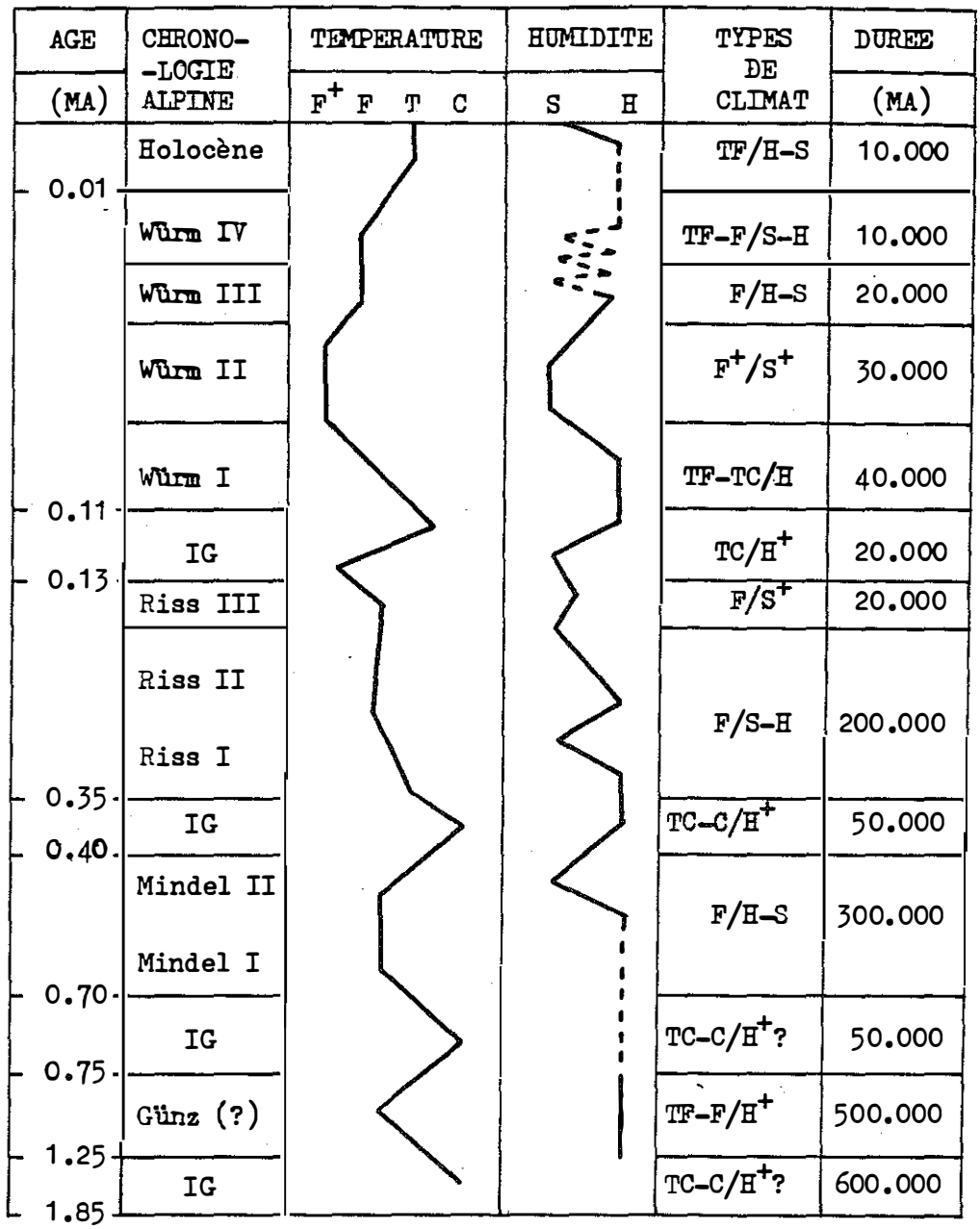


FIGURE 31 . EVOLUTION SYNTHETIQUE DES CONDITIONS PALEO-CLIMATIQUES DANS LE SUD DE L'ARDECHE AU QUATERNAIRE.

Légende :

F^+	Très froid	S^+	Très sec
F	Froid	S	Sec
TF	Tempéré froid	H	Humide
TC	Tempéré chaud	H^+	Très humide
C	Chaud	IG	Inter-glaciaire

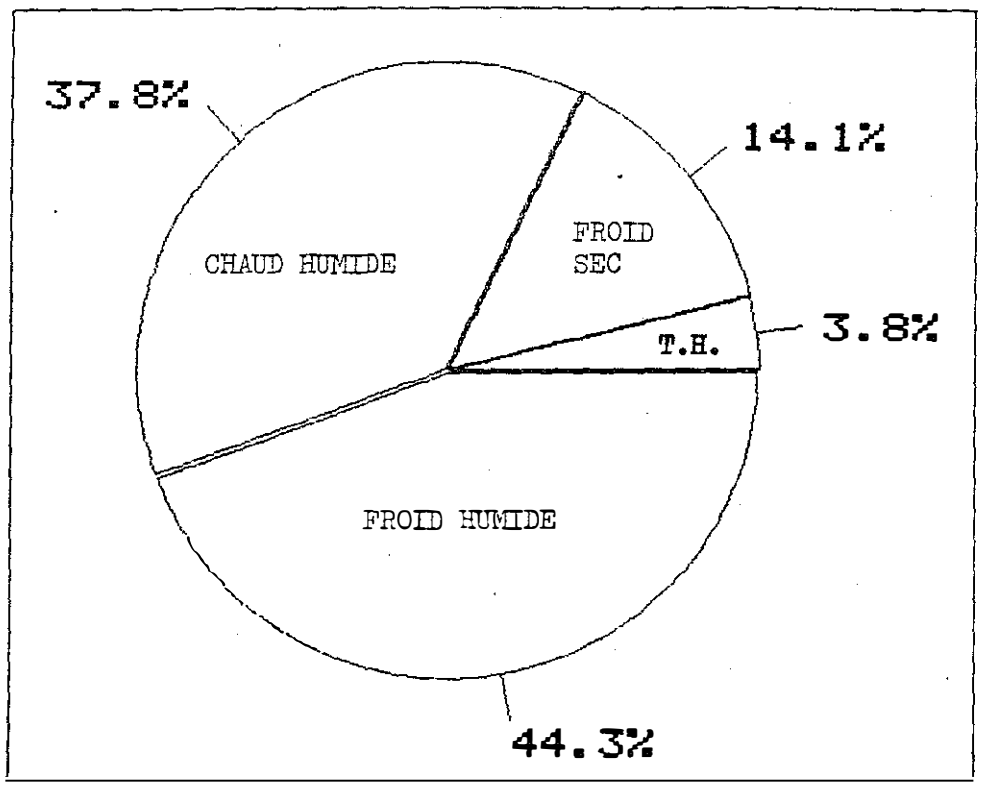


FIGURE 32 . DUREE RESPECTIVE DES PRINCIPALES TENDANCES CLIMATIQUES DU QUATERNAIRE EN ARDECHE.

Légende : T.H. = Tempéré Humide

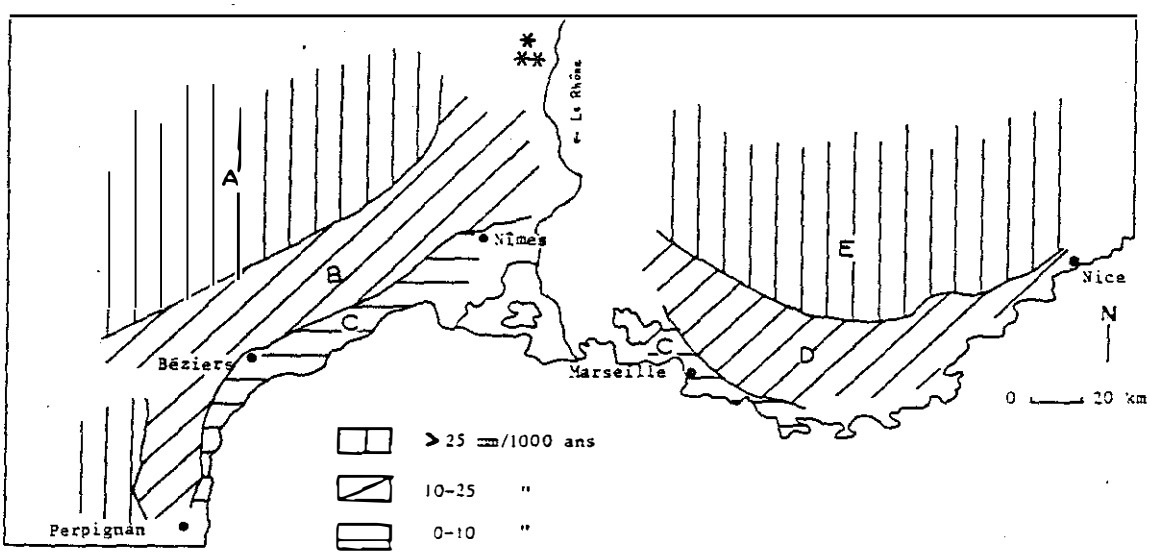


FIGURE 33 . TAUX BRUTS DE DISSOLUTION SPECIFIQUE ACTUELLE DANS LES KARSTS DU MIDI MEDITERRANEEN FRANCAIS (in G. FABRE, 1980).

Légende : A = Grands Causses B = Garrigues C= Karsts littoraux
D = Basse-Provence E = Haute-Provence
** = Bas-Vivarais

- climat chaud et humide: tous les interglaciaires du Quaternaire avec des conditions plutôt tempérées pour le dernier en date (soit durant 0,70 MA);

- climat tempéré et humide: la fin du dernier interglaciaire, le Würm I et l'Holocène avec tendance actuelle à l'assèchement (durée: 0,07 MA);

- climat frais à froid avec oscillations pluviométriques: toutes les phases glaciaires sauf le Würm II et le tardi-Glaciaire (soit au total 0,80 MA);

- climat froid à très froid et sec: le Riss III, le Würm II et le tardi-Glaciaire (Würm IV) (soit environ 0,26 MA).

Il résulte de cette compilation de documents que la grande majorité du Quaternaire a certainement été favorable à la constitution puis à la destruction des formes fluvio-karstiques. Ces phénomènes ont dû être temporairement paralysés par le gel du sol et/ou du sous-sol et préférentiellement orientés vers des types de dépôt sous climat périglaciaire (alluvions, loess, remplissages karstiques, ...).

On notera que ce schéma, conforme dans son ensemble aux grandes lignes généralement admises pour la climatologie du Quaternaire, présente néanmoins deux exceptions intéressantes en ARDECHE: seules la fin du Riss III et du Würm ancien et récent s'avèrent très froids et secs, ce qui témoigne de la persistance des influences méditerranéennes dans la vallée du RHONE au cours des glaciations.

5 - Le paramètre climatique dans la karstogénèse.

5.1. Choix d'un quantificateur.

5.1.1. La dissolution spécifique.

a - Définition.

A la fin du XIXe siècle, quelques mesures de corrosion de blocs de calcaire immergés dans des rivières ont fourni l'idée d'une approche théorique de

l'érosion chimique dans le karst. J. CORBEL (1959, in G. FABRE, 1980) proposa une formule simple, modifiée depuis par de nombreux auteurs (P.W. WILLIAMS, 1963 - S. LANG, 1977 - A. DROPPA, 1980 ...) mais toujours en vigueur chez les géomorphologues.

L'intensité de la dissolution des roches en milieu karstique, exprimée en millimètres de roche dissoute par millénaire, est tantôt appelée "érosion chimique", tantôt "dissolution annuelle", tantôt "dénudation karstique", ou encore "dissolution spécifique", terme qu'on utilisera ici.

La formule initiale de J. CORBEL est la suivante:

$$X = \frac{4 \cdot E \cdot T}{N} \cdot 10^{-2}$$

avec: - X = dissolution spécifique (mm/1000 ans);
- E = infiltration efficace annuelle (dm);
- T = concentration moyenne en $CaCO_3$ à l'exutoire du karst (ppm);
- N = proportion de calcaires dans la superficie du bassin versant (%).

Modifiée par P.W. WILLIAMS (1963), cette formule devient:

$$X = \frac{V \cdot T}{A \cdot D \cdot N} \cdot 10^{-9}$$

où: - X et N représentent les mêmes paramètres que précédemment;
- T = titre hydrotimétrique moyen (mg/l);
- A = aire du bassin versant (km^2);
- D = densité de la roche;
- V = volume écoulé en un an à l'exutoire (l).

b - Principales causes d'erreurs et incertitudes relatives associées.

On se propose d'estimer l'incertitude relative sur X qui, dans la formule de P.W. WILLIAMS, est de la forme:

$$\frac{\Delta X}{X} = \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta T}{T} + \frac{\Delta D}{D} + \frac{\Delta (M.A)}{M.A}$$

*** mesure des débits**

Lorsqu'ils ne sont pas enregistrés en continu, les débits, notamment en crue, sont fréquemment sous-estimés. Parfois même, la lame d'eau écoulée est simplement approximée à partir du volume des précipitations, auquel on retranche l'évapotranspiration (J. CORBEL, 1957, in M. BAKALOWICZ, 1979), voire à partir du débit spécifique régional! D'autre part on ne tient pas compte ici du fait que le nombre total d'exutoires d'un massif karstique n'est pas toujours connu (cas notamment du plateau de SAINT-REMEZE).

L'incertitude relative sur les débits est ainsi supposée varier de 10 à 50 % suivant la méthode employée: station ou seuil de jaugeage, techniques chimiques de dilution (par exemple H. ANDRE, 1960), interprétation des données climatiques, estimation visuelle, ...

*** titre hydrotimétrique**

La formule proposée nécessitant une valeur moyenne annuelle du TH, il est nécessaire d'intégrer plusieurs analyses réalisées au cours d'un même cycle hydrologique. Or D.P. DREW (1974) obtient des différences allant de 9 à 25 % entre des calculs de dissolution réalisés d'après des analyses moyennes hebdomadaires, mensuelles et annuelles. M. BAKALOWICZ (1979) considère que ces erreurs sont sous-estimées car les mesures sont effectuées sur de courtes périodes journalières qui ne sont pas systématiquement représentatives de la géochimie moyenne de la journée. Il cite également des cas où les auteurs se contentent d'un seul échantillon mensuel, considéré comme représentatif de la

minéralisation moyenne du mois, alors qu'il a montré que les écarts journaliers du bilan géochimique calculé peuvent atteindre 100 % au karst du BAGET (ARIEGE), en période de crue.

On choisira une incertitude relative minimale de 10 % inhérente à la précision de l'analyse et maximale de 50 % dans le cas où une seule mesure de TH est considérée comme représentative de l'ensemble du mois.

*** densité du calcaire**

P.W. WILLIAMS (1963) considère des densités extrêmes de 2,72 (calcaires carbonifères d'IRLANDE) à 2,00 (craie poreuse pour les roches calcaires), ce qui représente ± 30 % de variation par rapport à la valeur moyenne. On considérera cette valeur comme erreur maximale et on prendra une erreur minimale probable de 10 % correspondant aux variations de texture (granulométrie, porosité) et de lithologie observables au sein d'un même massif calcaire, y compris dans les terrains urgoniens pourtant relativement homogènes (voir les changements de faciès de la figure 8).

*** délimitation du bassin versant**

Il s'agit probablement de la donnée la plus sujette à controverse car elle implique une connaissance approfondie du système karstique. Pour M. BAKALOWICZ (1979), "les difficultés de délimitation des systèmes karstiques laissent fréquemment planer des doutes sur la superficie des bassins d'alimentation des sources étudiées". Il signale ainsi que, dans de nombreux exemples cités, les considérations hydrogéologiques permettant de délimiter le bassin versant sont absentes, ce qui ne permet aucune vérification! De son côté, G. FABRE (1980) admet une variation d'environ 80 % pour la superficie du bassin versant de deux sources karstiques pourtant bien étudiées, la fontaine de NIMES (30 à 55 km^2 et la fontaine d'EURE (29 à 50 km^2)..

On a groupé en un seul terme (N.A.) la superficie de calcaires dans le bassin versant et on supposera que son incertitude relative varie de 20 à 100 %.

*** incertitude relative moyenne**

D'après l'ensemble de ces données, synthétisées dans le tableau XIV, l'incertitude relative sur les calculs de dissolution spécifique varie de 50 à 230 % suivant le degré de connaissance des divers paramètres. Une incertitude relative de 100 % peut donc être considérée comme une valeur moyenne.

c - Causes d'erreurs difficilement quantifiables.

*** lieux d'échantillonage**

B. HAKIM (1984) fait remarquer qu'on devrait tenir compte de la chimie des différents apports externes (précipitations, rivières allogènes et sources), généralement difficiles à quantifier. D'autre part, les précipitations et les dépôts calcaires qui peuvent avoir lieu à la surface ou à l'intérieur du massif ne sont pas pris en considération.

*** concentration en roche évacuée aux exutoires**

Certaines formules d'évaluation de la quantité de roche dissoute exportée du karst ne prennent en compte que le titre hydrotimétrique de l'eau (P.W. WILLIAMS, 1963), voire même uniquement son T.A.C. (J. CORBEL, 1959). A. DROPPA (1980) considère que tous les éléments dissouts concourrent à l'acquisition de la minéralisation type d'une eau karstique et qu'il convient de les intégrer dans le calcul de la dissolution spécifique. Les différences qu'il observe dans les valeurs de dissolution entre les calculs effectués d'après le T.H. et d'après la minéralisation totale vont de 25 à 47 %.

B. HAKIM (1984) propose une nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique: il distingue, à l'exutoire, les éléments provenant des roches carbonatées de ceux d'autres roches solubles, notamment salines ou gypseuses. Il obtient ainsi un "total des éléments des roches évacués par l'eau" qui, dans le cas d'une source karstique de l'ATLAS marocain, ne représente à titre d'exemple que 65,2 % de la minéralisation totale de l'eau.

Paramètre	Incertitude relative (%)	
	minimale	maximale
V	10	50
T	10	50
D	10	30
N.A	20	100
Total	50	230

Tableau XIV - INCERTITUDES RELATIVES SUR LES CALCULS DE DISSOLUTION SPECIFIQUE D'APRES LA FORMULE DE P.W. WILLIAMS.

Région	pCO_2 10^{-2} atm.	Auteur
Porto Rico (Nord)	1,0 à 7,0	F. D. MIOTKE (1974)
Jamaïque	0,6 à 3,6	F. D. MIOTKE (1974)
Floride	0,16 à 2,2	F. D. MIOTKE (1974)
Montagnes Rocheuses	0,04 à 0,5	F. D. MIOTKE (1974)
Alaska	0,05 à 3,8	F. D. MIOTKE (1974)
Canada (New Foundland)	0,45 à 0,65	F. D. MIOTKE (1974)
Kentucky (Mammoth Cave)	0,1 à 4,0	F. D. MIOTKE (1974)
Mexique (Centre)	0,15 à 4,1	R. S. HARMON (1973)
Région parisienne	0,02 à 0,5	G. BACHELIER (1968)
Jura neuchâtelois	0,03 à 3,0	Y. BOUYER et al. (1978)
Pyrénées ariégeoises (le Baget)	0,2 à 2,0	

Tableau XV. PRESSIONS PARTIELLES EN CO_2 DES SOLS DE REGIONS CARBONATEES (in M. BAKALOWICZ, 1979).

*** choix du cycle hydrologique**

M. BAKALOWICZ (1979) a calculé le bilan de matières dissoutes, évacuées par les exutoires du BAGET, lors de cinq cycles hydrologiques consécutifs (de 1973 à 1977): le volume de roche dissoute entraînée varie dans un rapport de un à trois selon les cycles! Cela provenant en partie de l'inégalité de leur durée (de 265 à 452 jours), il a rapporté ces cycles à une année civile et obtenu des valeurs de bilan échelonnées, pour le karst du BAGET, de 48 à 89 mm/1000 ans: il fait alors remarquer que la majorité des valeurs de dissolution spécifique des karsts mondiaux s'inscrit dans cette gamme!

Pour la fontaine d'EURE, étudiée par G. FABRE (1980) pendant trois années consécutives (1976 à 1978), les taux de dissolution spécifique calculés varient dans les mêmes proportions (35 à 61 mm/1000 ans).

*** prise en compte des matières en suspension**

Les bilans proposés ne prennent généralement en compte que les phénomènes de corrosion impliquant une dissolution complète des éléments. Pourtant les résultats des expériences en laboratoire de H. ROQUES et C. EK (1973) mettent bien en évidence que, dans la nature, la dissolution est toujours accompagnée d'un enlèvement de matières non dissoutes (au moins par simple gravité): pour eux, il est abusif de penser que la totalité d'une masse de calcaire de quelque importance puisse être éliminée par la corrosion seule. Au surplus, non seulement les deux processus sont pratiquement indissociables, mais chacun facilite l'autre, la chute d'une particule augmentant la surface de contact eau/roche et la dissolution d'une particule pouvant permettre la chute d'une autre. Enfin, la vitesse de désagrégation est beaucoup plus variable que celle de dissolution, ce qui introduit un facteur de différenciation supplémentaire des types de calcaires.

A. WILDBERGER (1984) s'est intéressé à l'entraînement des matières en suspension (M.E.S.) dans un karst haut-alpin helvétique. Les sept principales sources de ce système, couvrant des débits moyens de 0,05 à 1,00 m^3/s, rejettent des M.E.S. dans des rapports variant de 1 à 25 % de l'ablation karstique totale.

Pour le système du BAGET, M. BAKALOWICZ (1979) annonce des teneurs maximales en M.E.S. de 20 mg/l: la minéralisation moyenne des eaux étant d'environ 320 mg/l, ces M.E.S. (non prises en compte dans le bilan géochimique) représentent 6 % en poids du total des éléments évacués aux exutoires.

d - Conclusions.

Pour M. BAKALOWICZ (1979), le milieu karstique, caractérisé par une très grande hétérogénéité spatiale et temporelle, supporte difficilement les tentatives de bilan effectuées à partir "d'hypothèses mal assurées": toutes les causes d'erreurs énumérées peuvent aider à comprendre certaines valeurs extrêmes de dissolution spécifique citées par J. CORBEL, comme celle de MORAVIE (inférieure à 24 mm/1000 ans), d'ALASKA (770 mm/1000 ans) ou celle de POLLNAGOLLUM CAVE, en IRLANDE (3000 mm/1000 ans alors que dans la même région des valeurs moyennes de 51 à 57 mm/1000 ans sont proposées)!

Malgré tout, cette formule est toujours en vogue puisque de nombreux auteurs en ont encore récemment proposé des modifications. Les synthèses régionales fondées sur le calcul de la dissolution spécifique et présentées par quelques karstologues sont cohérentes: telle est, par exemple, l'approche de l'érosion karstique théorique actuelle proposée par G. FABRE (1979, 1980 et 1981) sur les régions du MIDI méditerranéen français. En utilisant plusieurs types d'analyses (rapport débit/tonnage de $CaCO_3$ exporté, rapport précipitations sur le bassin versant/tonnage de $CaCO_3$, formule de J. CORBEL, bilan géochimique, ...), cet auteur montre une zonation des taux de dissolution spécifique calée sur celle des paliers hypsométriques, de la pluviométrie et inversement sur la diminution de l'évapotranspiration (voir figure 33). Le BAS-VIVARAIS calcaire se voit ainsi affecté d'une vitesse d'érosion karstique actuelle de l'ordre de 15 à 25 mm/1000 ans, taux relativement faible.

De la même façon, S. LANG (1977) propose une corrélation entre la dissolution spécifique (X en mm/1000 ans) dans différentes régions du monde et le module pluviométrique annuel (P en mm), de la forme (voir figure 34, où l'équation proposée est fausse):

$$X = 1{,}9 \cdot 10^{-3} \cdot P^{1{,}4}$$

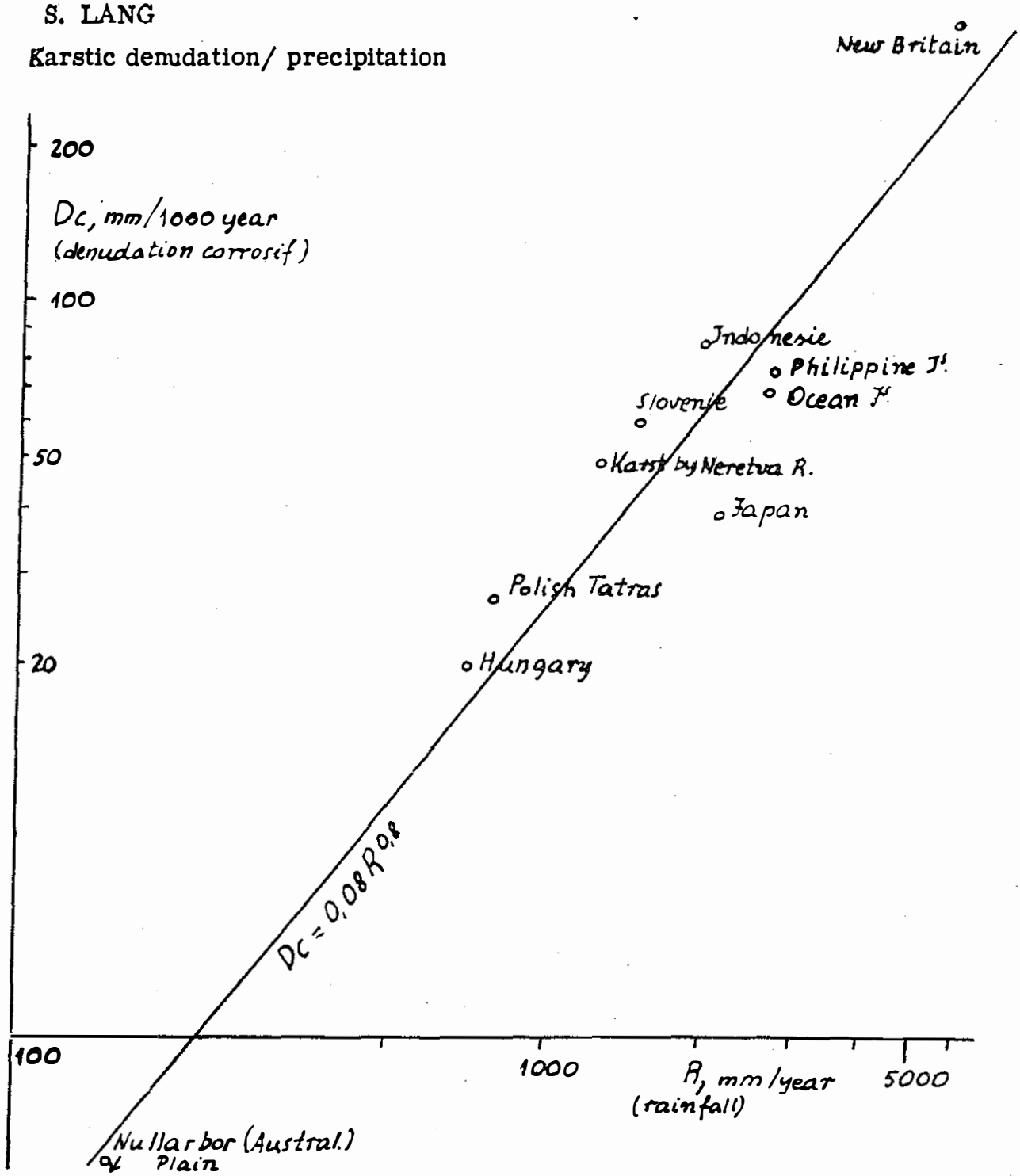


FIGURE 34 . LA DISSOLUTION KARSTIQUE EN FONCTION DE LA PLUVIOSITE DANS LE MONDE (in S. LANG, 1977).

En conclusion, l'étude de la dissolution spécifique est intéressante pour quantifier l'érosion karstique actuelle dans un système donné soumis à un climat donné. Il semble possible d'utiliser ce paramètre pour réunir, à l'échelle régionale, plusieurs massifs karstiques dans une zone caractérisée par une gamme réduite de variations climatiques. Le facteur prépondérant serait la pluviosité annuelle qui se corrèle correctement, dans plusieurs régions du globe, à l'intensité de la dissolution spécifique.

En revanche les difficultés d'appréciation des paramètres qui entrent en compte dans les formules proposées conduisent à une incertitude moyenne de l'ordre de 100 %, interdisant toute comparaison valable entre zones climatiques différentes. Ainsi, en accord avec M. BAKALOWICZ (1979), nous ne pouvons qu'insister sur le fait qu'il est difficile de comparer des dissolutions spécifiques pour des karsts soumis à différents climats, parce que les données de base ne sont pas toujours fiables et que les approximations sont "parfois inacceptables". Il convient donc de rechercher un autre quantificateur de la dissolution karstique.

5.1.2. Le bilan géochimique.

M. BAKALOWICZ (1979) a tenté de quantifier le bilan géochimique actuel en mesurant, à un pas de temps le plus petit possible, les volumes de roche dissoute exportée du karst du BAGET (ARIEGE). Les paramètres concernant le bassin étant connus avec une grande précision et en tenant compte des apports par les précipitations, il a calculé, au cours du cycle hydrologique de 1976, le flux de matière dissoute exportée au moyen d'enregistrements en continu des débits et de la conductivité et grâce à la bonne corrélation de ce paramètre avec la minéralisation totale. Le dépouillement des données a été effectué de trois façons différentes avec des pas de temps de deux heures, un jour et un mois. Les principales conclusions de son étude montrent que:

- on note parfois des écarts de 100 % en période de crue dans les valeurs journalières du bilan géochimique;

- il est possible d'utiliser la moyenne des minéralisations relevées chaque jour du mois à midi, comme unique valeur représentative de la minéralisation du

mois à condition de connaître avec précision le volume d'eau écoulé pendant ce temps (nécessité d'un enregistrement limnigraphique);

- les volumes de roche dissoute lors de chaque cycle sont trés nettement corrélés aux volumes d'eau qui ont transité pendant le même temps, mais cette corrélation étroite n'impliquerait pas, selon lui, de causalité;

- le volume de roche dissoute exportée varie dans un rapport de un à trois sur cinq cycles hydrologiques consécutifs: une fois ceux-ci ramenés à la durée d'une année civile, le coefficient de variation des valeurs de bilan géochimique est de 42,3 %; en considérant qu'il atteint 38,4 % sur trois cycles consécutifs à la fontaine d'EURE (G. FABRE, 1980), on peut prendre un coefficient de variation moyen de 40 % pour quantifier les écarts d'un cycle à l'autre.

Enfin, il note que le rôle du climat se manifeste à trois niveaux:

- la quantité d'eau susceptible de transiter dans le karst;
- la répartition des précipitations dans le temps par rapport aux saisons de production de CO_2;
- la quantité de CO_2 produit par les sols et pouvant être entraînée par les eaux d'infiltration.

On voit donc que la précision requise pour apprécier la dissolution karstique par le biais du bilan géochimique est difficilement accessible pour de nombreux systèmes karstiques: malgré une bonne connaissance de l'essentiel des paramètres nécessaires à son évaluation, la plage de variation du bilan géochimique représente encore près de la moitié de l'incertitude relative sur la dissolution spécifique précédemment calculée, et ce du fait de l'importante dispersion des valeurs moyennes dans le temps. Le luxe de précision nécessaire à l'évaluation de ce bilan est incompatible avec une généralisation de la méthode dans le but de calculer l'influence du climat sur des systèmes karstiques répartis à travers le monde. D'autre part cette méthode est incompatible avec les données, trop fragmentaires, de la paléoclimatologie.

En conclusion de son travail, l'auteur résume lui-même l'approche méthodologique à envisager: "ces trois niveaux [voir ci-dessus] déterminent en

fait le flux d'eau et de CO_2 entraîné vers la zone noyée des régions carbonatées. C'est par conséquent ce flux qu'il faudrait connaître dans sa répartition géographique". L'approche climatique de la karstogénése, proposée ci-après, est ainsi basée sur la connaissance de ce "flux d'eau et de CO_2".

5.1.3. La dissolution maximale potentielle.

Pour évaluer l'influence climatique seule sur la karstogénèse, il faut s'affranchir totalement des facteurs internes du karst (dimensions du massif, morphologie des réseaux, nature de la roche, nombre d'exutoires et débits, minéralisation des eaux, ...) dont sont tributaires les deux méthodes précédemment passées en revue.

a - Causes d'erreurs non quantifiables dues aux facteurs karstiques intrinsèques.

*** importance du "degré de karstification"**

M. BAKALOWICZ (1979) écrit: "il semble que l'état de développement de l'organisation du drainage karstique contribue à l'élimination éventuelle, par échanges gazeux, d'une partie du CO_2 entraîné vers la zone noyée. La comparaison d'aquifères carbonatés soumis à des conditions identiques, mais possédant des degrés de karstification différents, devrait contribuer à préciser ce point important. Mais cette étude reste à réaliser".

Tout en souscrivant totalement à cette constatation, il est nécessaire de noter que l'influence du "degré de karstification" doit également se faire sentir au niveau de l'état d'équilibre d'un réseau karstique vis-à-vis de la karstogénèse actuelle; on prendra deux exemples simples, tirés du BAS-VIVARAIS, pour illustrer cette remarque:

- le réseau de FOUSSOUBIE se développe en amont des gorges de l'ARDECHE sur une longueur reconnue de plus de 13 km: de par ses directions de karstification, R. GUERIN (1973) en fait un karst ancien, anté-pliocène (probablement oligo-miocène), datant d'une époque où régnait - on vient de le voir - un climat subtropical à tropical. Il résulte de sa réutilisation au

Quaternaire, que les écoulements actuels sont insuffisants pour permettre une mise en charge totale des anciennes galeries syngénétiques, sauf temporairement après de fortes précipitations. Dans la majorité du réseau, l'eau ne circule le plus souvent qu'au plancher, d'où une moindre surface de contact et une dissolution forcément ralentie: en effet, dans l'expression théorique formulée par H. ROQUES (1962) la vitesse de dissolution du calcaire est directement proportionnelle à "l'aire de l'interface solide-liquide". Quant aux transits de crues, responsables de l'essentiel du volume d'eau écoulé annuellement, ils sont certainement beaucoup trop violents et intermittents pour que l'eau ait le temps de se saturer en calcaire et qu'il en résulte une corrosion chimique réellement en rapport avec la taille des conduits empruntés;

- à une vingtaine de kilomètres à l'Est s'ouvre, dans la vallée du RHONE, le réseau du GOUL DE LA TANNERIE: il ne possède que 1,2 km de développement connu mais l'étude de ses sections de galerie montre qu'il ne s'agit probablement là que de la partie terminale d'un réseau beaucoup plus vaste, peut-être de l'ordre d'une dizaine de kilomètres de développement (voir P. GOMBERT, 1985.d). L'orientation Est-Ouest de ses galeries le classe dans les réseaux récents, c'est-à-dire plio-quaternaires. C'est un réseau entièrement noyé, parcouru par un écoulement lent qui s'annule en étiage: on peut donc penser qu'ici la surface et le temps de contact entre l'eau et la roche sont optimaux pour une bonne dissolution du calcaire.

On ne dispose malheureusement pas de données physico-chimiques suffisantes pour évaluer le bilan géochimique à ces deux exutoires: pourtant il semble logique de considérer que sa valeur devrait être supérieure dans le deuxième cas, bien que ces deux réseaux exploitent le même massif karstique sous un même climat.

Le cas des réseaux cités n'est pas isolé car - la karstogénèse anté-pliocène ayant été très active - on note généralement une nette disproportion entre les dimensions des galeries et l'importance des écoulements actuels: il suffit pour s'en convaincre de visiter la grotte de SAINT-MARCEL ou l'aven d'ORGNAC, pour ne citer que les plus connus.

*** influence des sédiments karstiques**

L'illustration de cette remarque sera prise dans la grotte de SAINT-MARCEL, célèbre par ses dimensions (développement reconnu et topographié sur 22 km, diamètres de galeries fréquemment supérieurs à 10 m dans le réseau principal). J. BLANC et H. CHAMLEY (1975), qui l'ont étudiée en détail du point de vue sédimentologique, ont décrit des épaisseurs de remplissages limoneux de 3 à 10 m, pouvant atteindre 15 m. Ils signalent que partout, aux parois et aux voûtes, s'observent des témoins et enduits appartenant à ce remplissage, lequel a probablement dû, au début du Quaternaire, colmater tous les réseaux karstiques régionaux.

La plupart des écoulements actuels se limite à de petits ruisseaux qui circulent dans des chenaux, entaillant les remplissages sur quelques mètres ou décimètres. En accord avec P. RENAULT (1970), on considère que, bien souvent, le remplissage protège la roche, interdisant toute corrosion ou érosion ou limitant ces actions aux surfaces de roche libre. D'une manière générale, cela serait le cas des eaux circulant dans des galeries paragénétiques, où la sédimentation s'effectue en continu au sein d'un écoulement lent. Enfin des échanges de bases peuvent se produire au contact des sédiments argileux modifiant ainsi le faciès géochimique des eaux souterraines.

*** rôle de la nature et de la texture des roches**

Lors de l'étude expérimentale de la dissolution des calcaires, H. ROCQUES et C. EK (1973) ont montré que la présence d'argiles (en plages limitées) favorisait la corrosion et que celle-ci à son tour, en mettant en relief les plages d'argiles ou de calcaires argileux, favorisait leur désagrégation. Ils ont également observé des phénomènes d'érosion/corrosion différentielle dans des veines de calcite en fonction de sa teneur en fer ou en dolomite.

Ces auteurs font ainsi remarquer l'importance des "surfaces de stratification" (dans lesquelles ils incluent les stylolytes), qui sont activement exploitées par la dissolution, et l'effet de la granulométrie de la roche en citant des cas de dissolution particulièrement rapide de calcite cryptique.

* rôle de la tectonique

Le rôle de la tectonique n'est plus à démontrer en ce qui concerne tout au moins l'amorce des phénomènes de karstification au sein d'une masse calcaire initialement compacte et imperméable. On remarquera seulement que ce rôle fondamental peut se faire sentir à deux échelles distinctes:

- à l'échelle régionale (J.V. AVIAS, 1975), du fait de la position de la zone karstique étudiée par rapport aux cratons stables (dans notre cas, le MASSIF CENTRAL) et aux zones tectoniques orogéniques (ALPES et PYRENEES), en distension (bassin d'ALES, vallée du RHONE), ou en coulissage (faille "transformante" des CEVENNES);

- à l'échelle locale par d'éventuelles variations des déformations tectoniques en un lieu ou un autre du massif calcaire, par exemple de part et d'autre d'accidents majeurs généralement implantés au droit de grands accidents du socle: on rappelle à cet effet que, dans le BAS-VIVARAIS calcaire, l'intensité de fracturation varie de moins de 300 U.F. à près de 1500 U.F. au passage du "faisceau cévenol" (R. GUERIN, 1973: voir chapitre C.3).

b - Hypothèses de calcul de la "dissolution maximale potentielle".

On se propose ici de chiffrer la vitesse de dissolution théorique d'un calcaire pur en fonction de la température et du flux d'eau et de CO_2 qui y transiterait dans des conditions optimales. Il s'agit donc de quantifier une "dissolution maximale potentielle" (DMP), limite supérieure de la dissolution spécifique mesurée in situ ou calculée par de nombreux auteurs et également exprimée en mm/1000 ans par commodité.

L'hypothèse fondamentale est que l'intensité de la dissolution karstique est initialement commandée par l'importance du flux entrant d'eau chargée de gaz carbonique (M. BAKALOWICZ, 1979). Les hypothèses nécessaires au calcul de la DMP sont alors énumérées ci-dessous:

- on raisonne sur une surface de 1 m^2;

- l'eau est chimiquement pure (pas de sels, ni de gaz dissouts);
- l'eau provient de l'infiltration efficace des précipitations;
- le CO_2 est d'origine pédologique* (on ne tient pas compte du CO_2 atmosphérique ni de celui qui peut être néoformé dans les galeries);
- la roche karstifiable est du calcaire pur.

** **Remarque**: L. JAKUCKS (1977) considère que l'ensemble des processus pédogénétiques (y compris l'altération des roches) fournit globalement 80 % du CO_2 qui intervient dans l'érosion karstique: en fonction des cinq grands types de climats, cette proportion varie de 15 % dans les zones désertiques (dépourvues de sol) à 95 % en région tropicale (voir figure 35).*

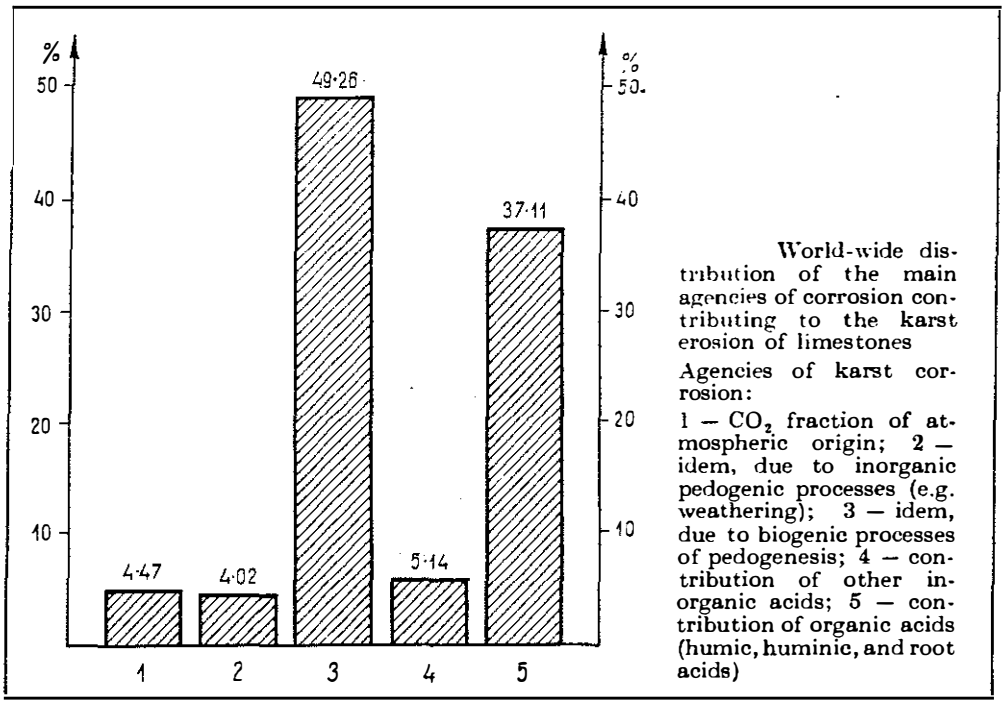
Un certain nombre de simplifications, correspondant toujours à des conditions physico-chimiques optimales, est ensuite proposé:

- la production de CO_2 pédologique est essentiellement contrôlée par la température (on néglige le stockage de CO_2 dans le sol et on n'a pas tenu compte de ses variations d'humidité, fondamentales en région méditerranéennes: voir ROSSI et NICOD, 198);

- l'infiltration efficace représente la portion non évapo-transpirée (obtenue par les formules de THORNTHWAITE, TURC ou COUTAGNE) des précipitations, le ruissellement de surface ayant un rôle mineur en terrain karstique;

- l'eau météorique se charge en CO_2 lors de sa percolation à travers le sol: la mise en équilibre du percolat, de l'ordre de quelques minutes dans la nature, est considérée comme instantanée et la pCO_2 atteinte par l'eau est supposée être celle du sol; d'autre part on néglige tout phénomène ultérieur de dégazage, lequel ne peut se produire que dans le karst profond (L. LEGRAND et al., 1981);

- l'eau ainsi chargée en CO_2 et mise en contact avec le calcaire dissout alors du $CaCO_3$ jusqu'à saturation, à température donnée, en équilibre avec sa pCO_2 en référence aux courbes de TILLMANS.



World-wide distribution of the main agencies of corrosion contributing to the karst erosion of limestones

Agencies of karst corrosion:

1 — CO_2 fraction of atmospheric origin; 2 — idem, due to inorganic pedogenic processes (e.g. weathering); 3 — idem, due to biogenic processes of pedogenesis; 4 — contribution of other inorganic acids; 5 — contribution of organic acids (humic, huminic, and root acids)

a. Répartition globale dans le monde.

	High-mountain and periglacial	Temperate, running water	Mediterranean	Desert	Tropical
Atmospheric CO_2	45	7	4	30	0·5
CO_2 of inorganic origin	5	9	8	15	2·5
Biogenic CO_2	30	54	55	0	50
Inorganic acids	5	5	8	55	4
Organic acids	15	25	25	0	43
Total	100	100	100	100	100

b. Répartition détaillée par zone climatique.

FIGURE 35 . LES PRINCIPAUX AGENTS DE CORROSION CONTRIBUANT A L'EROSION KARSTIQUE DES CALCAIRES (in L. JAKUCS, 1977).

La formulation mathématique de la dissolution maximale potentielle (DMP) nécessite ainsi la prise en compte de trois paramètres:

- les précipitations (P);
- le taux initial de CO_2 (représenté par la pCO_2 du sol, voir ci-après);
- la température (T) qui commande toutes les cinétiques chimiques et le taux d'infiltration efficace de la pluie.

***Remarque**: pour les calculs d'évapo-transpiration réelle au pas de temps mensuel, il est nécessaire d'introduire un quatrième paramètre représenté par la réserve utile en eau du sol (RU).*

c - Formulation mathématique.

*** calcul de l'infiltration efficace**

L'évapo-transpiration réelle (ETR) a été calculée à deux pas de temps différents:

- mensuel par la méthode du bilan hydrique de THORNTHWAITE en prenant tantôt RU = 50 mm, tantôt RU = 100 mm;

- annuel grâce aux formules de TURC et de COUTAGNE (in G. CASTANY, 1968) qui donnent directement l'évapo-transpiration réelle.

Ces deux dernières formules, peu usitées, sont rappelées ci-après (avec P = pluviosité moyenne annuelle en mm pour TURC et en m pour COUTAGNE et T = température moyenne annuelle en °C):

- TURC: $$ETR = \frac{P}{(0,9 + P^2/L^2)^{1/2}} \quad \text{avec} \quad L = 300 + 25.T + 0,05.T^3$$

- COUTAGNE: $ETR = P - \lambda.P^2$ avec $\lambda = 1/(0,8 + 0,14.T)$ pour P compris entre $\lambda/8$ et $1/\lambda$.

Conformément aux simplifications précédemment émises, le flux d'eau entrant a été assimilé à l'infiltration efficace (Ie) qui vaut: Ie = P - ETR

La pluviosité étant exprimée en mm, l'infiltration efficace correspond à des litres par an (et par unité de surface).

* **estimation** de la pCO_2 du sol

Du fait de l'utilisation des courbes de TILLMANS (voir ci-après), on a choisi la pCO_2 comme paramètre descriptif de la teneur du sol en CO_2. M. BAKALOWICZ (1981) a montré qu'au BAGET la productivité du sol en CO_2 évolue au cours de l'année de manière cyclique: elle est maximum au cours de l'été si les précipitations sont suffisantes et le drainage du sol correct. D'autre part, C. EK (1979) a remarqué que les variations saisonnières de la teneur en CO_2 de l'atmosphère d'une grotte belge étaient "de toute évidence liées au cycle de la végétation". Enfin pour A. DEMOLON (1966) la température est le facteur dominant des variations de la teneur en CO_2 du sol entre les mois de novembre et de mai: durant l'été et l'automne, c'est l'humidité, liée aux précipitations, qui commande la cinétique de la production de CO_2. Selon lui, le maximum absolu de concentration dans le sol (0,8 %) aurait lieu en avril. Pour J. NICOD (1975) , la température régule la productivité en CO_2 dans les zones tropicales humides où le sol est constamment en état de saturation alors que le principal facteur de contrôle est l'humidité dans les régions méditerranéennes.

Pour les calculs de dissolution maximale potentielle au pas de temps mensuel, on a donc discrétisé l'évolution annuelle de la pCO_2 du sol par pas mensuels échelonnés d'une valeur minimale (les 1er et 12e mois) à une valeur maximale (les 6e et 7e mois). Ces valeurs ont été extraites de la figure 36.

Pour les calculs de dissolution maximale potentielle au pas de temps annuel, on a dû utiliser une valeur moyenne annuelle de pCO_2. Le peu de données disponibles n'a pas permis de proposer une valeur moyenne de pCO_2 pour chaque grand type climatique: on s'est donc contenté de calculer la valeur moyenne "mondiale" de pCO_2 des sols des régions carbonatées, soit $1{,}54.10^{-2}$ atm (atmosphère). Il est certain qu'une distinction doit exister entre climats chauds et froids du point de vue de la pCO_2 qu'ils induisent dans les sols, ce qui doit

se répercuter sur les calculs de dissolution maximale potentielle: cela serait à prendre en compte dans une étude plus approfondie de ce paramètre.

Remarques:

- les gammes de pCO_2 proposées dans la figure 36 par H. ROQUES et C. EK (1973) ont été jugées trop fortes car elles fournissent des valeurs allant de 6 à 30.10^{-2} atm, soit 1000 fois la pCO_2 atmosphérique pour la région de MONTPELLIER, climatologiquement comparable au BAS-VIVARAIS. Ces valeurs n'ont donc pas été prises en compte dans ce travail.

- pour T.C. ATKINSON (1977), les pCO_2 calculées d'après les analyses d'eau de source ou de percolation à l'intérieur des réseaux seraient supérieures à celles des échantillons de solution du sol en région calcaire et il n'y aurait pas de fluctuation régionale de cette pCO_2 "interne" contrairement à celle du sol: il propose ainsi l'hypothèse d'une décomposition de matières organiques piégées, dans les fissures karstiques, en milieu isotherme et confiné. On n'a pas tenu compte de ce terme, non aisément quantifiable.

*** cinétique de l'équilibre calco-carbonique**

L'équation chimique globale de l'équilibre calco-carbonique s'écrit (d'après M. BAKALOWICZ, 1979 et H.F.W. KLEIJN, 1976):

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \overset{K^*}{\leftrightarrows} Ca^{++} + 2\,HCO_3^-$$

Elle est régie par la constante d'équilibre K* qui vaut:

$$K^* = \frac{K_s \cdot K_1}{K_2} = \frac{[Ca^{++}] \cdot [HCO_3^-]^2}{[CO_2]} \qquad \text{(Equation de base)}$$

les concentrations étant exprimées en mole/l.

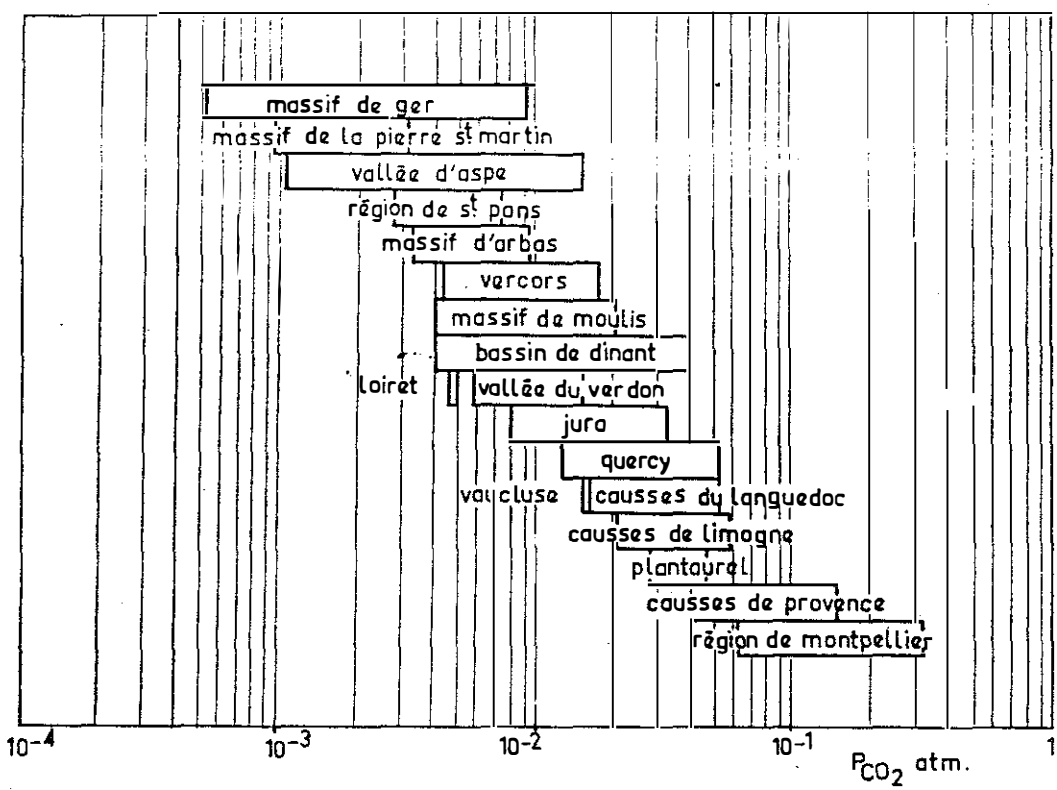


Figure 36 . GAMME DE pCO_2 DES PRINCIPALES REGIONS KARSTIQUES DE FRANCE (in H. ROQUES et C. EK, 1973).

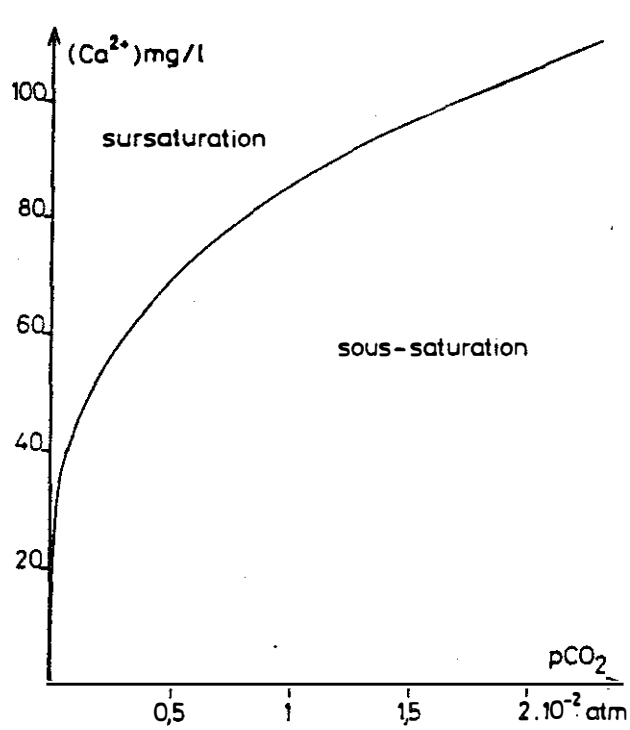


Figure 37 . LA COURBE DE TILLMANS A LA TEMPERATURE DE 10°C (in M. BAKALOWICZ, 1979).

La constante K_1 commande l'hydratation du CO_2 dans l'eau et la première étape de son ionisation:

$$CO_2 + n\ H_2O \overset{K_1}{\leftrightarrow} (CO_2\ ,\ n\ H_2O)$$

$$(CO_2\ ,\ n\ H_2O) + p\ H_2O \overset{K_1}{\leftrightarrow} HCO_3^- + H^+ + (n + p - 1)\ H_2O$$

La constante K_2 correspond à la seconde étape d'ionisation du CO_2:

$$HCO_3^- \overset{K_2}{\leftrightarrow} CO_3^{--} + H^+$$

Une expression mathématique approchée de ces constantes est donnée par la formule suivante où T représente la température absolue de la solution (°K):

$$\log K = a + \frac{b}{T} + c.T$$

Les paramètres a, b et c correspondant à chaque constante d'équilibre sont rappelés dans le tableau XVI.

Sachant qu'à saturation on a: $2\ [Ca^{++}] = [HCO_3^-]$

alors l'équation de base devient: $K^* = 4\ \frac{[Ca^{++}]^3}{[CO_2]}$

Pour rapporter la teneur en CO_2 dissout à une pCO_2 équilibrante fictive, on utilise la loi de HENRY:

$$K_o = \frac{[CO_2]}{pCO_2}$$

Constante	a	b	c
K_0	-14,0184	2385,73	0,015264
K_1	14,8435	-3404,71	-0,032786
K_2	6,498	-2902,39	-0,02379
K_s	13,870	-3059	-0,04035
(K_s)	(13,870)	(-2550)	(-0,04597)

Tableau XVI - DONNEES NECESSAIRES AU CALCUL DES CONSTANTES DE L'EQUILIBRE CALCO-CARBONIQUE (d'après M. BAKALOWICZ, 1979).

Remarque: *l'utilisation des données citées par M.BAKALOWICZ pour la constante K_s n'a pas permis d'obtenir l'équation exacte de la courbe de TILLMANS. On a dû utiliser les données entre parenthèses, extraites de H.F.W. KLEIJN (1976).*

	NIMES	UZES	NARBONNE	BOURG-SAINT-ANDEOL
P	710	768	586	855
P_e	27,4	29,5	28,2	34,6
X	10	10-30	10	15-25
DMP_m	14,2	16,9	12,1	22,8
DMP_a	17,0	19,7	14,3	25,3
Δ (%)	19,7	16,6	18,2	11,0

Tableau XVII - COMPARAISON DE QUELQUES VALEURS DE DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE ET DE DISSOLUTION SPECIFIQUE DANS LE MIDI MEDITERRANEEN FRANCAIS.

Légende: *P = Précipitations moyennes annuelles (mm)*
P_e = Précipitations efficaces (%)
X = Dissolution spécifique (mm/1000 ans)
DMP = Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)
DMP_m = Somme des DMP mensuelles
DMP_a = Calcul de la DMP d'après les valeurs moyennes annuelles
Δ = $(DMP_m - DMP_a)/DMP_m$

L'équation de base devient alors: $K^* = \frac{4}{K_o} \cdot \frac{[Ca^{++}]^3}{pCO_2}$

d'où: $[Ca^{++}]_{mol/l} = \left(\frac{K \cdot K_o}{4} \cdot pCO_2\right)^{1/3}$

En exprimant les concentrations en mg/l et à la température de 10 °C, on obtient l'équation simplifiée de la courbe de TILLMANS présentée en figure 37:

$$[Ca^{++}]_{mg/l} = 0,4 \cdot (pCO_2)^{1/3}$$

Pour les calculs de dissolution maximale potentielle, on utilisera l'équation suivante de la concentration en calcaire dissout à saturation:

$$[CaCO_3]_{kg/m^3} = 0,1 \cdot \left(\frac{K^* \cdot K_o}{4} \cdot pCO_2\right)^{1/3}$$

*** formulation finale de la dissolution maximale potentielle**

Le volume d'eau entrant (Ve en m^3) provient de l'infiltration efficace (Ie en mm). En raisonnant par unité de surface et par an, on a l'équivalence:

$$Ve = Ie \cdot 10^{-3}$$

A une pCO_2 donnée et d'après l'équation des courbes de TILLMANS, la masse de calcaire dissout (M en kg) en fonction de la concentration de l'eau à saturation ($[CaCO_3]$ en kg/m^3) est:

$$M = Ve \cdot [CaCO_3] = Ie \cdot [CaCO_3] \cdot 10^{-3}$$

En considérant une masse volumique moyenne (ρ) de 2500 kg/m^3 pour le calcaire, on obtient un volume de roche dissoute (Vr en m^3):

$$Vr = \frac{M}{\rho} = 0,4 \cdot Ie \cdot [CaCO_3] \cdot 10^{-6}$$

Ce volume, calculé par unité de surface, correspond à une épaisseur (E en m) de calcaire dissout par an: E = Vr.

Afin d'être compatible avec les valeurs de dissolution spécifique, la dissolution maximale potentielle (DMP) sera l'expression de cette épaisseur en mm/1000 ans:

$$DMP = E \cdot 10^6 = 0,4 \cdot Ie \cdot [CaCO_3]$$

En remplaçant $[CaCO_3]$ par son expression mathématique on obtient:

$$DMP = 0,4 \cdot Ie \cdot \left(\frac{K^* \cdot K_o}{4} \cdot pCO_2\right)^{1/3}$$

Si on raisonne avec $1,54 \cdot 10^{-2}$ atmosphère comme valeur moyenne unique de pCO_2, l'équation finale de la dissolution maximale potentielle devient:

$$DMP = 0,157 \cdot Ie \cdot (K^* \cdot K_o)^{1/3}$$

d - Calculs d'incertitude.

Ces calculs ont été effectués pour deux séries de données représentatives des climats actuels et des paléoclimats, à savoir:

- des températures de 0, 10, 20 et 30 °C;
- des pluviosités de 500, 1500 et 3000 mm.

Les incertitudes absolues sur la température et la pluviosité moyennes annuelles ont été respectivement prises égales à:

- $\Delta T = \pm 0,5$ °C et $\Delta P = \pm 50$ mm pour les climats actuels;
- $\Delta T = \pm 2,5$ °C et $\Delta P = \pm 500$ mm pour les paléoclimats.

*** expression mathématique**

L'incertitude relative sur la DMP a pour forme:

$$\frac{\Delta DMP}{DMP} = \frac{\Delta Ie}{Ie} + \frac{1}{3}\left(\frac{\Delta K}{K} + \frac{\Delta pCO_2}{pCO_2}\right) \quad \text{avec } K = \frac{K^* \cdot K_\bullet}{4}$$

L'incertitude relative sur l'infiltration efficace vaut:

- d'après la formule de COUTAGNE:

$$\frac{\Delta Ie}{Ie} = 2 \cdot \frac{\Delta P}{P} + 0,14 \cdot \Delta T \cdot (0,8 + 0,14 \cdot T)$$

- d'après la formule de TURC:

$$\frac{\Delta Ie}{Ie} = \frac{\Delta P - \Delta E}{P - E}$$

$$\text{avec } \Delta E = \Delta P + \frac{P}{L}(\Delta P + \Delta L) \cdot \left(0,9 + \frac{P^2}{L^2}\right)^{-3/2} \quad \text{et} \quad \Delta L = \Delta T \cdot (25 + 0,15 \cdot T^2)$$

L'incertitude relative sur chaque constante d'équilibre vaut:

$$\frac{\Delta K}{K} = \Delta T \cdot \left(c + \frac{b}{T^2}\right)$$

L'incertitude relative sur la pCO_2 a été assimilée au coefficient de variation de la valeur moyenne de $1{,}54.10^{-2}$ atmosphère d'après les 11 couples de données du tableau XV (page 151):

$$\frac{\Delta pCO_2}{pCO_2} = 0{,}664$$

*** résultats.**

L'incertitude relative moyenne sur la dissolution maximale potentielle vaut 40,1 % pour les climats actuels si on utilise la formule de COUTAGNE pour le calcul de l'infiltration efficace: ses valeurs extrêmes sont de 30,8 % pour les climats chauds et humides (T = 30 °C et P = 3000 mm) à 55,3 % pour les climats froids et secs (T = 0 °C et P = 500 mm).

Les calculs d'incertitude sur la formule de TURC sont relativement complexes et donnent de fortes valeurs: 120 % d'incertitude relative sur l'infiltration efficace contre un maximum de 28,5 % avec la formule de COUTAGNE! On raisonnera donc essentiellement, dans ce travail, sur une infiltration efficace moyenne annuelle calculée d'après la formule de COUTAGNE.

En ce qui concerne les données paléoclimatiques, l'incertitude relative sur la dissolution maximale potentielle varie de 82,4 à 311 % avec une valeur moyenne de 168 % (l'infiltration efficace étant calculée d'après la formule de COUTAGNE).

e - Validité de l'expression.

L'expression de la dissolution maximale potentielle qui déforme le moins la réalité est celle qui utilise un pas de temps mensuel, car elle intègre ainsi les variations saisonnières de chaque paramètre et principalement de la pluviosité. Il faut en effet se rappeler la remarque de M. BAKALOWICZ (1979) qui considère comme prépondérante l'action des précipitations lors des époques de forte productivité de CO_2 pédogénétique:

On a donc calculé la dissolution maximale potentielle au pas de temps mensuel pour quelques stations de la région méditerranéenne pour lesquelles on disposait d'une estimation de la dissolution spécifique actuelle à titre de comparaison (voir tableau XVII en page 168). La méthode employée est celle du bilan hydrique de THORNWAITE avec une réserve utile du sol de 50 mm: la correspondance est satisfaisante avec les valeurs annoncées de dissolution spécifique si on admet que la dissolution maximale potentielle en représente une "maximisation théorique" idéale.

La DMP moyenne obtenue au pas de temps mensuel a d'autre part été comparée à la DMP calculée d'après les valeurs moyennes anuelles des paramètres climatiques. L'écart moyen entre ces deux valeurs est de l'ordre de 20 %: malgré le faible échantillonnage on peut considérer que l'utilisation des moyennes annuelles (T, P et pCO_2) fournit une approximation correcte mais par excès de la dissolution maximale potentielle pour un climat méditerranéen à sub-méditerranéen. Cela est principalment dû à la période sécheresse estivale, caractéristique de ce type de climat, pendant laquelle la productivité du sol en CO_2 est optimale mais le flux d'eau infiltré quasiment nul. En l'absence d'informations supplémentaires, on ne peut que proposer la généralisation de cette méthode à l'ensemble des grands types de climats mondiaux.

5.2. Approche climatique de la karstogénèse actuelle.

5.2.1 Echantillonnage testé.

On se propose de tester la formule de calcul de la DMP en l'appliquant à une gamme de pluviosités et de températures représentative des climats mondiaux actuels. On a utilisé une liste des données climatiques de 265 stations réparties sur l'ensemble du globe, extraite de A.A. MILLER (1966). Afin de s'affranchir de l'influence de l'altitude, les stations situées à plus de 1000 m ont été éliminées. On a également écarté d'autres stations dont les caractéristiques s'éloignaient trop des types climatiques définis au début de ce chapitre:

- T < 20 °C pour le climat tropical ou équatorial (d'après la classification de KOPPEN);

- i < 40 pour le climat tropical ou équatorial, i > 40 pour le climat subtropical et i < 30 pour le climat méditerranéen (i représentant l'indice d'aridité de DE MARTONNE);

- T < 0 °C pour le climat froid ou polaire, car l'infiltration est nulle si l'eau et le sol sont gelés;

- P > 2000 mm pour le climat tempéré chaud (limite de pluviosité d'après KOPPEN).

Les paramètres climatiques des 178 stations ainsi sélectionnées figurent en annexe I.4 (le terme tropical représente ici le climat tropical de mousson de A.A. MILLER, le terme subtropical étant réservé au climat tropical sec).

5.2.2. Corrélation avec les paramètres climatiques.

De par sa formulation mathématique, la dissolution maximale potentielle est une fonction complexe de la pluviosité et de la température si on fixe une valeur constante de pCO_2. On a donc tenté des corrélations entre d'une part la DMP et d'autre part la pluviosité, la température et des paramètres mixtes comme l'infiltration efficace et l'indice d'aridité de DE MARTONNE. L'infiltration efficace a été calculée d'après les formules de TURC et de COUTAGNE. Le tableau XVIII résume les résultats obtenus en utilisant des régressions linéaires, exponentielles et de puissance:

- l'influence de la température seule est minime;

- la pluviosité montre des coefficients de corrélation significatifs variant de 0,638 à 0,864, mais les meilleurs résultats sont obtenus pour une corrélation linéaire;

- la corrélation avec l'infiltration efficace est bonne;

- l'indice d'aridité fournit une corrélation optimum (coefficient de 0,997) avec une fonction puissance; on notera qu'en utilisant la formule de TURC pour le calcul de l'infiltration efficace, c'est une corrélation linéaire qui donnerait les meilleurs résultats.

Equation de type →	Linéaire $y = ax+b$	Puissance $y = ax^b$	Exponentielle $y = ab^x$
		$y = DMP_T$	
x = P	a = -7,29 b = $3,64.10^{-2}$ rl = 0,796 SCR = 71037	a = 5,20 b = 0,912 rl = 0,638 SCR = 81141	a = 6,11 b = 1,001 rl = 0,658 SCR = 220782
x = i	a = -30,3 b = 1,50 rl = 0,974 SCR = 9839	a = $2,64.10^{-2}$ b = 1,90 rl = 0,910 SCR = 21962	a = 2,56 b = 1,048 rl = 0,896 SCR = 479445
x = Pe_T	a = 3,92 b = $7,42.10^{-2}$ rl = 0,965 SCR = 13391	a = 0,150 b = 0,928 rl = 0,972 SCR = 20082	a = 8,05 b = 1,002 rl = 0,788 SCR = 2550676
		$y = DMP_C$	
x = P	a = -16,7 b = $5,30.10^{-2}$ rl = 0,864 SCR = 88211	a = $1,17.10^{-3}$ b = 1,46 rl = 0,845 SCR = 82604	a = 7,34 b = 1,001 rl = 0,778 SCR = 976903
x = i	a = -41,4 b = 1,98 rl = 0,955 SCR = 30816	a = $2,13.10^{-3}$ b = 1,96 rl = 0,997 SCR = 3504	a = 3,65 b = 1,047 rl = 0,947 SCR = 686325
x = Pe_C	a = 5,65 b = $7,07.10^{-2}$ rl = 0,970 SCR = 20351	a = 0,106 b = 0,963 rl = 0,982 SCR = 23054	a = 12,9 b = 1,001 rl = 0,769 SCR = 14610756

Tableau XVIII - ESSAI DE CORRELATION DE LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE AVEC LES PARAMETRES CLIMATIQUES.

Légende: *T* *Calculs effectués avec la formule de TURC*
C *Calculs effectués avec la formule de COUTAGNE*
DMP *Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)*
P *Pluviosité moyenne annuelle (mm)*
i *Indice d'aridité de DE MARTONNE*
P_e *Précipitations efficaces (mm)*
rl *Coefficient de corrélation linéaire (voir texte)*
SCR *Somme des carrés des résidus*

Remarque: *les paramètres de la meilleure corrélation sont soulignés.*

Remarque: *le coefficient de corrélation cité est toujours ici un coefficient de corrélation <u>linéaire</u> qui correspond, pour les régressions exponentielle et de puissance, à l'équation linéarisée après changement(s) de variable(s) du type* $Y = Log\ y$ *et* $X = Log\ x$.

Ces résultats montrent que l'utilisation de la formule de COUTAGNE pour le calcul de l'infiltration efficace fournit le meilleur ajustement. Suivant les paramètres pris en compte, la corrélation est de type linéaire ou puissance, mais jamais exponentielle. Malgré la relative complexité mathématique de la dissolution maximale potentielle, l'excellente corrélation de ce paramètre avec l'indice d'aridité (voir figure 38) permet d'en proposer une formulation plus simple:

$DMP = (2{,}13.10^{-2}) \cdot i^{1{,}96}$ ou, en arrondissant: $DMP \# 0{,}02 \cdot i^2$

Remarque: *l'indice d'aridité a été utilisé car on en possède des valeurs de référence pour différents climats actuels. Il est évident que, dans la mesure où les températures moyennes annuelles <u>négatives</u> ne sont pas prises en compte dans les calculs de la dissolution maximale potentielle (voir en 5.2.1 ci-dessus), un simple rapport P/T aurait eu la même signification.*

5.2.3. Discussion sur les résultats.

Le fait de corréler directement la dissolution maximale potentielle à l'indice d'aridité implique que différents couples pluviosité/température, appartenant à des climats distincts, peuvent avoir la même influence karstogénétique. Ceci est clairement mis en évidence dans le tableau XIX (page 179) où l'on voit qu'un climat polaire ou équatorial peut induire la même DMP, arbitrairement fixée dans ces exemples à la gamme 60-70 mm/1000 ans.

Ces résultats réhabilitent <u>partiellement</u> la thèse de J. CORBEL (1957 et 1959) qui mettaient l'accent sur le caractère particulièrement agressif des eaux de précipitations des climats froids. En effet, par l'intermédiaire de son indice d'aridité, un climat froid peut donner de fortes valeurs de dissolution maximale potentielle: par exemple, à SAINT-JOHN'S (TERRE-NEUVE), on obtient une DMP de 144 mm/1000 ans pour P = 1387 mm et T = 5 °C. En revanche ce sont les climats

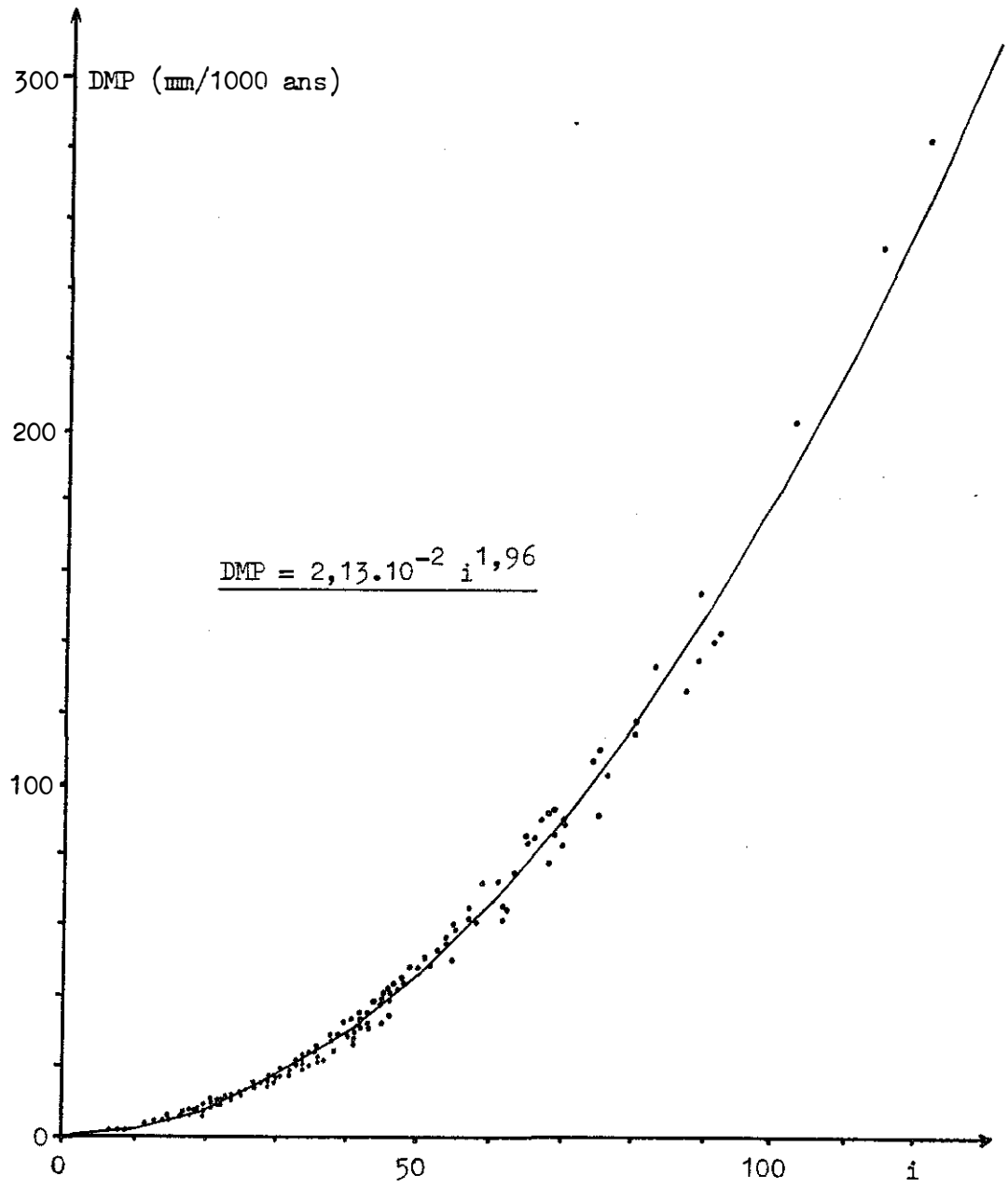


FIGURE 38 . DISTRIBUTION DE LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE EN FONCTION DE L'INDICE D'ARIDITE DE DE MARTONNE.

Légende : DMP Dissolution maximale potentielle
i Indice d'aridité de DE MARTONNE
. Point calculé
Courbe théorique

chauds et très humides qui fournissent, grâce à l'abondante productivité des sols en CO_2 et les précipitations permanentes, les plus importantes valeurs: ainsi la DMP vaut 283 mm/1000 ans à JALUIT (ILES MARSHALL) pour P = 4444 mm et T = 27 °C. On remarquera que cette valeur extrême est nettement inférieure aux 3000 mm/1000 ans de dissolution spécifique cités par J. CORBEL en IRLANDE!

***Remarque**: des climats extrêmes comme celui de CHERRAPUNJI (INDE) où la pluviosité moyenne annuelle est de 11615 mm n'ont pas été pris en compte dans les résultats présentés: l'indice d'aridité serait ici de 430 ce qui fournirait alors une valeur de DMP de 3090 mm/1000 ans.*

5.2.4. Intérêt de la dissolution maximale potentielle.

Il est concevable que certaines hypothèses nécessaires à la formulation de la DMP soient erronées ou mal quantifiées:

- ainsi le CO_2, principal agent de corrosion karstique, peut être localement produit en quantités importantes dans un sol et y induire des pCO_2 considérables (voir figure 36);

- les fluctuations hygrométriques saisonnières du sol ne sont pas prises en compte alors que ROSSI et NICOD (198?) ont montré qu'elles commandaient la productivité du CO_2 pédogénétique hors des régions tropicales humides;

- plusieurs sources de CO_2 peuvent coexister (CO_2 atmosphérique, néoformation par oxydation des matières organiques piégées dans les galeries karstiques, production par les végétaux*, ...);

- il peut se produire, notamment en climat méditerranéen, subtropical ou tropical, des précipitations locales abondantes nettement supérieures à la moyenne régionale.

***Remarque**:bien qu'il soit probable que la végétation influe sur la production de CO_2, notamment par la respiration des racines, aucune augmentation*

CLIMAT	TEMPERATURE (°C)	PLUVIOSITE (mm)	INDICE D'ARIDITE	DMP (mm/1000 ans)
Polaire	0,5	653	62,2	61
Froid	5,5	962	62,1	65
Tempéré froid	10,0	1165	58,3	61
Tempéré chaud	17,5	1559	56,7	62
Tropical	27,0	2127	57,5	65
Equatorial	22,0	1900	59,4	69

Tableau XIX - EXEMPLES DE VALEURS DE DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE (DMP) POUR UN MEME INDICE D'ARIDITE SOUS DIFFERENTS CLIMATS.

CLIMAT	SEC	NORMAL	HUMIDE
Polaire et froid	38,0	49,1	60,1
Tempéré froid	38,0	43,6	49,2
Méditerranéen	19,0	21,7	24,4
Tempéré chaud	32,9	39,5	46,1
Subtropical	25,0	29,1	33,2
Tropical	32,1	42,2	52,3
Equatorial	51,8	63,0	74,2

a - Valeurs moyennes de l'indice d'aridité pour les climats actuels.

CLIMAT	SEC		NORMAL		HUMIDE		TRES HUMIDE	
	i	DMP	i	DMP	i	DMP	i	DMP
Froid	(38)	(27)	(49)	(45)	60	66	-	-
Tempéré froid	38	27	44	36	(49)	(45)	-	-
Tempéré	35	23	42	33	(48)	(43)	-	-
Tempéré chaud	33	21	40	30	46	39	-	-
Chaud à tempéré chaud	(31)	(18)	41	31	55	56	-	-
Chaud à très chaud	29	16	42	33	63	73	74	100

b - Indice d'aridité et dissolution maximale potentielle correspondante pour les conditions paléoclimatiques rencontrées.

Tableau XX - VALEURS MOYENNES DE L'INDICE D'ARIDITE ET DE LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE POUR LES GRANDS TYPES CLIMATIQUES ET PALEOCLIMATIQUES.

Légende: i = Indice d'aridité de DE MARTONNE
DMP = Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)

Remarque: les valeurs entre parenthèses et les tirets correspondent à des types paléoclimatiques qui n'ont pas été rencontrés.

significative de la concentration en CO_2 n'a pu être mise en évidence dans les sols cultivés par rapport aux jachères (A. DEMOLON, 1966).

Ainsi on doit admettre que certains micro-climats puissent fournir des valeurs importantes de DMP qui n'apparaissent pas dans la présente étude, relativement succinte. Mais la notion même de climat - et à fortiori de paléo-climat - sous-entend une pondération temporelle et spatiale des paramètres climatiques, pondération au sein de laquelle la DMP prend toute son importance. Un pas de plus serait cependant franchi dans la signification de ce paramètre en accordant à chaque grand type climatique une valeur moyenne distincte de pCO_2.

En conclusion la dissolution maximale potentielle et la dissolution spécifique sont deux grandeurs complémentaires:

- la dissolution spécifique permet de cerner la karstogénèse actuelle d'un système karstique donné dans son état présent: elle fournit donc une image plus ou moins approchée de la réalité;

- la dissolution maximale potentielle représente, comme son nom l'indique, une maximisation du taux de dissolution karstique dans des conditions théoriques bien définies mais systématiquement optimales, donc quasiment inexistantes dans la nature. Considérée isolément elle ne peut servir qu'à donner un ordre de grandeur de la dissolution spécifique en fonction du contexte climatique et indépendamment de l'état du système karstique considéré.

L'intérêt majeur de la DMP réside ainsi dans la possibilité qui est offerte de comparer l'influence des climats ou des paléoclimats sur un modèle karstique réduit à sa plus simple expression.

5.3. Application aux paléoclimats.

5.3.1. Quantification des paramètres paléoclimatiques.

Les études paléoclimatologiques fournissent deux types de résultats:

- parfois des valeurs moyennes annuelles de température et, plus rarement, de pluviosité;

- généralement des données qualitatives concernant les conditions climatiques (chaud ou froid, sec ou humide) ou le type de climat (tropical, tempéré ou froid).

Dans le premier cas, la démarche de calcul de la DMP est celle employée pour les climats actuels. Dans le second cas, il faut préalablement quantifier les données paléoclimatiques. On a décidé, dans les deux cas, de représenter chaque paléoclimat par un indice d'aridité moyen et d'utiliser, pour calculer la DMP, l'excellente corrélation entre ces deux paramètres.

Dans un premier temps on a calculé, à partir des données de l'annexe I.4, la moyenne et l'écart-type des valeurs d'indice d'aridité pour chaque climat. En supposant que la distribution de ces valeurs suit, au sein de chaque climat, une loi normale on a calculé les valeurs extrêmes que peut prendre l'indice d'aridité moyen (i) avec un intervalle de confiance de 99,8 % (voir tableau XX.a), en appliquant la formule:

$$i = m \pm 3.\sigma/n^{1/2}$$

où m = moyenne des indices d'aridité de chaque type climatique
σ = écart-type de la distribution des indices d'aridité
n = effectif des stations pour chaque climat.

On pose alors comme hypothèse que les indices d'aridité des paléoclimats ont toujours varié au sein de la même gamme qu'actuellement. Le tableau XX.b associe une valeur moyenne d'indice d'aridité pour chaque type paléoclimatique et permet ainsi de calculer la DMP correspondante.

Remarques:

- pour les climats tempéré-froid et tempéré-chaud on a respectivement affecté les valeurs minimale, moyenne et maximale de l'indice d'aridité aux tendances sèche, normale et humide;

- le type tempéré représente la moyenne entre les climats tempéré-chaud et tempéré-froid;

- les valeurs proposées pour les types chaud/sec, chaud/normal et chaud/humide correspondent respectivement aux moyennes obtenues pour les climats subtropical, tropical et équatorial;

- le type chaud/trés humide a été assimilé à la valeur maximale obtenue pour le climat équatorial humide.

5.3.2. Evolution de la dissolution maximale potentielle depuis le Santonien dans le sud de la FRANCE.

On a vu dans le chapitre traitant de la stratigraphie que le Crétacé supérieur constituait une série régressive qui se terminait, au Santonien, par des dépots lacustres localisés puis par une lacune: on a donc fait débuter la période d'émersion généralisée des terrains urgoniens au cours du Santonien, soit à partir de 80 MA.

La pluviosité du Sénonien n'étant pas connue avec précision, il n'en sera mentionné de valeur de DMP qu'à titre indicatif: les températures moyennes proposées par R. FURON (1972) pour les dépots marins d'EUROPE varient de 14 à 19 °C, ce qui correspond globalement à l'enveloppe de températures du climat tempéré-chaud. On considérera donc une valeur moyenne approximative de DMP de l'ordre de 30 mm/1000 ans pour la fin du Sénonien.

En ce qui concerne le Tertiaire et le Quaternaire, les données paléoclimatiques utilisées pour les calculs de DMP proviennent respectivement:

- de la FRANCE et du MIDI méditerranéen français pour le Paléocène et le début de l'Eocène (H.G. TERMIER, 1959 - R. MAIGNIEN, 1959 - C. SITTLER, 1965 - R. FURON, 1972 - M. BESSEDIK, 1983);

- de l'EUROPE centrale et occidentale pour l'Eocène supérieur et l'Oligocène (P.A. HOCHULI, 1983);

- des régions nord-ouest méditerranéennes pour le Miocène (M. BESSEDIK, 1985) et le Pliocène (J.P. SUC et W.H. ZAGWIJN, 1983), ainsi que du sud de la FRANCE (J.P. AGUILAR et J. MICHAUX, 1983);

- de l'ARDECHE pour le Quaternaire (B. LABROUSSE, 1977).

A la vue du graphique synthétique de la figure 39, on remarque que la dissolution karstique s'est développée en trois grandes étapes, caractérisées par les valeurs moyennes spécifiques suivantes de DMP:

- 28 mm/1000 ans du Santonien à l'Yprésien, soit durant 29 MA;
- 133 mm/1000 ans de l'Yprésien au Stampien, soit durant 20 MA;
- 33 mm/1000 ans du Stampien à l'Actuel, soit durant 31 MA.

On traitera donc séparément ces trois périodes, d'autant que le pas de mesure employé pour les calculs varie de 5 MA pour la première à 2 MA pour la seconde et de 0,5 à 1 MA pour la troisième.

Remarque: *l'épaisseur théorique de calcaire dissout est le produit de la DMP moyenne sur une période donnée par la durée de cette période: cette notion suppose une constance des conditions climatiques qui ne doit être que théorique, d'où une maximisation importante de l'épaisseur totale de calcaire dissout (4496 m depuis le Santonien). Ces valeurs ne sont donc pas à considérer dans l'absolu mais relativement les unes par rapport aux autres.*

a - Du Santonien à l'Yprésien.

La valeur moyenne de DMP correspond à celle d'un climat tempéré-chaud à humidité normale avec une phase plus sèche qui fait suite à la grande crise fini-crétacée: 10 % du volume potentiel total de calcaire qui sera érodé au cours des 80 MA étudiés aurait disparu à cette époque.

b - De l'Yprésien au Stampien.

Cette période a été caractérisée par la quasi-persistance de conditions climatiques optimales pour la karstogénèse, surtout en ce qui concerne

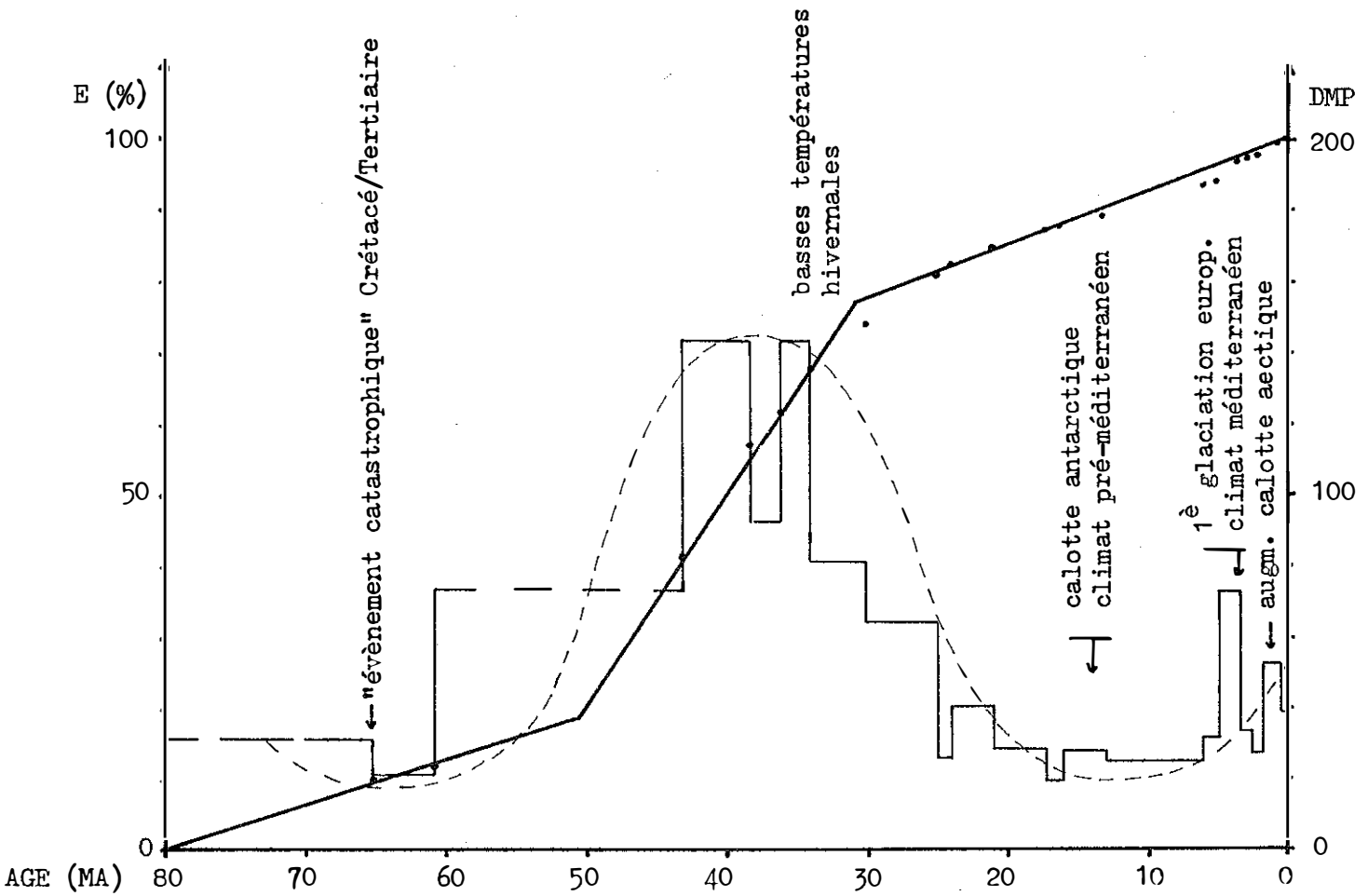


FIGURE 39 . EVOLUTION DE LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE AU COURS DES TEMPS GEOLOGIQUES

Légende :

DMP	Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)
E	Epaisseur cumulée théorique de calcaire dissout
•	Point représentatif des valeurs d'épaisseur cumulée (E)
▬	Droites des épaisseurs cumulées en fonction du temps (DMP moyennes)
⌒	Courbe théorique d'évolution de la DMP
—	Palier de DMP constante

l'humidité et/ou la pluviosité: la DMP moyenne calculée indique un climat identique au climat tropical de mousson que l'on rencontre actuellement dans le golfe du TONKIN.

Au passage Eocène/Oligocène, on note une brève diminution de l'activité karstogénétique à mettre probablement en relation avec l'apparition d'une période hivernale froide et sèche. Au Stampien, en revanche, s'amorce une dégradation généralisée des conditions climatiques qui se répercute sur la karstogénèse.

c - Du Stampien à l'Actuel.

La karstogénèse atteint son intensité minimale au cours du Miocène lorsqu'apparaît un climat pré-méditerranéen caractérisé par une certaine sécheresse estivale, à une époque contemporaine de la formation de la calotte polaire antarctique (14 MA): ceci met fin au grand cycle karstogénétique du Paléogène qui a eu une période d'environ 50 MA.

Dès la fin du Messinien, deux pulsations se marquent qui correspondent aux regains d'humidité du Zancléen et du Pléistocène inférieur. La valeur moyenne de DMP calculée correspond à celle d'un climat tempéré-chaud plutôt humide, qui sera globalement celui de l'ARDECHE jusqu'à l'apparition du froid au Riss puis au Würm.

Durant le Quaternaire, qui représente seulement 2,1 % de l'activité karstogénétique totale, une coupure nette a lieu de part et d'autre du Riss III (considéré comme très froid)avec une DMP moyenne qui chute de 53 à 38 mm/1000 ans: la DMP actuelle, basée sur les moyennes climatiques décennales, est de 24 mm/1000 ans à BOURG-SAINT-ANDEOL et de 33 mm/1000 ans à VALLON-PONT-D'ARC.

5.3.3. Conclusions.

Du point de vue uniquement paléoclimatique la période anté-oligocène supérieur a eu l'activité karstogénétique la plus intense: elle totaliserait en

effet 74,6 % du volume global de calcaire dissout au cours des 80 MA d'évolution sub-aérienne des terrains urgoniens.

Une coupure majeure a été mise en évidence au Stampien, vers 31 MA: elle correspondrait à l'importante discontinuité floristique et climatique que C. SITTLER (1965) date de l'Oligocène et qui est à mettre en relation avec l'installation d'une période hivernale froide et sèche (P.A. HOCHULI, 1983).

L'installation d'un climat pré-méditerranéen vers 14 MA coincide avec le minimum de l'activité karstogénétique. Cependant la mise en place du véritable climat méditerranéen dans le sud de la FRANCE, vers 3 MA, ne se marque pas par une diminution significative de la DMP moyenne.

Il conviendra néanmoins de moduler ces observations en fonction des évènements géomorphologiques, tectoniques et eustatiques qui sont survenus dans le BAS-VIVARAIS calcaire, ce qui sera l'objet de la synthèse présentée plus loin.

D - APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE DU BAS-VIVARAIS.

1 - Analyse du réseau hydrographique.

Le propos de ce chapitre est de définir l'âge d'installation de quelques cours d'eau qui sont - ou ont été - en relation avec le karst ou le paléokarst selon l'un des cas de figure suivants:

- cours d'eau jouant un rôle de niveau de base local dans la karstification (RIMOUREN, ARDECHE, RHONE);
- thalweg "fossilisé" par entrée en fonctionnement de pertes (RIEUSSEC);
- écoulement aérien par débordement d'une source karstique (TIOURRE);
- recoupement d'un réseau souterrain par le creusement d'un thalweg (TOURNE, ARDECHE).

La connaissance de ces datations doit contribuer à la mise en place d'une chronologie relative de la karstification dans le secteur d'étude qui sera abordée en TROISIEME PARTIE.

1.1. L'ARDECHE.

Malgré de nombreuses pertes reconnues tout au long de son cours, l'ARDECHE est la seule rivière pérenne qui traverse le BAS-VIVARAIS calcaire. Grâce à quelques sources de fond, mises en évidence par des spéléologues, elle draîne également le karst avec un débit de 250 l/s (R. MAZELLIER, 1971) à 700 l/s (L. BELLEVILLE, 1985) en période d'étiage. L'ARDECHE représente donc un niveau de base actuel pour la karstification d'autant que le substratum hauterivien n'a pas été atteint par le creusement du canyon (G. FABRE, 1977, 1980, 1981 et 1984).

1.1.1. La pré-ARDECHE.

On sait qu'il existait, avant le Pliocène, un réseau hydrographique draînant la bordure ouest du MASSIF CENTRAL: G. DEMARCQ (1970) en a signalé les traces près de VIENNE, de TOURNON et de MONTELIMAR.

On pense généralement qu'il coulait à l'aval d'AUBENAS un paléo-cours d'eau dans le prolongement direct de la haute vallée de l'ARDECHE actuelle: cette "pré-ARDECHE" aurait été détournée vers le Sud à la suite des éruptions volcaniques qui ont donné naissance au massif des COIRONS (voir figure 40). A l'appui de cette thèse, on observe, sur la frange méridionale de ce massif, une série alluviale infra-basaltique reposant au fond d'une paléovallée et fossilisée par les coulées du Miocène supérieur datées de 6,41 ± 0,21 MA par la méthode potassium-argon (Y. BANDET, B. DOUVILLE et Y. GOURINARD, 1974).

1.1.2. La paléo-ARDECHE.

Il s'agit ici du cours d'eau qui, né du détournement de la pré-ARDECHE vers le Sud, préfigure l'ARDECHE actuelle dans ses moyenne et basse vallées. Ce réseau serait alors daté de la fin du Miocène, mais L. BELLEVILLE (1985) propose un âge beaucoup plus ancien: en invoquant l'effondrement du bassin d'ALES et l'attirance qui a dû en résulter pour les cours d'eaux cévenols, il pense que la

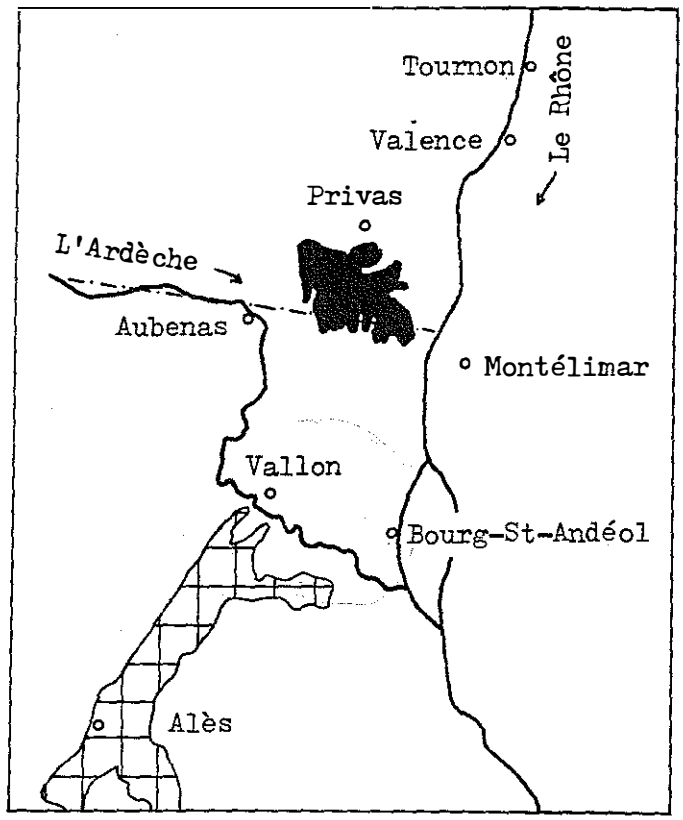


FIGURE 40 . L'ARDECHE ACTUELLE ET LA PRE-ARDECHE.

Légende :

- Terrains volcaniques des Coirons
- Bassin ou fossé d'Alès
- Ardèche et Rhône
- Tracé schématique de la pré-Ardèche

Echelle : 0 10 20 km Nord

paléo-ARDECHE s'est dirigée vers le nord du bassin d'ALES au Ludien, mais son hypothèse est discutable:

- effectivement plusieurs niveaux conglomératiques sont intercalés dans l'épaisse série lacustre de la partie septentrionale du bassin d'ALES, mais les plus importants d'entre eux sont attribués au Sannoisien, à l'Oligocène supérieur (J.P. BOISSIN, 1975) ou, plus généralement au Stampo-Aquitanien: aucun des auteurs concernés n'a jamais mentionné l'hypothèse qu'un cours d'eau important, en l'occurence la paléo-ARDECHE, se soit jeté au nord du bassin d'ALES pendant le Ludien;

- à quelle époque la paléo-ARDECHE se serait-elle détournée de ce niveau de base pour venir se jeter dans le RHONE à travers le plateau urgonien en voie de surrection ? Car pour R. GUERIN (1973), la structure antiforme du plateau de SAINT-REMEZE a dû être ébauchée lors de la phase fini-crétacée avant de se développer par subsidence différentielle durant l'Oligo-Miocène, puis lors de la phase alpine;

- enfin L. BELLEVILLE, en admettant "le rehaussement corrélatif du plateau urgonien" à l'époque de l'ouverture du bassin d'ALES invoque principalement un phénomène d'antécédence pour le creusement des gorges de l'ARDECHE alors qu'il semblerait (voir ci-après) que la surimposition ait été déterminante.

En conclusion, on considèrera que la paléo-ARDECHE ne s'est installée sur le plateau urgonien qu'à partir du Miocène supérieur, suite à l'activité volcanique du massif des COIRONS.

1.1.3. Le creusement des gorges.

L'origine du creusement des gorges de l'ARDECHE a été l'objet de la confrontation des théories de surimposition et d'antécédence. Le seul argument objectif est l'affleurement d'argiles plaisanciennes noté par J. BLANC (1976) à SAUZE, au débouché des gorges actuelles, qui témoigne d'un creusement avancé du canyon - ou tout au moins d'une ria - à cette époque. Cet auteur en conclut, sans plus de preuve, que l'ensemble du creusement prend place au Pliocène.

On rappellera brièvement les principaux arguments en faveur des deux théories:

- surimposition:

* présence de méandres très prononcés, voire recoupés, en roche dure (calcaires urgoniens);

* brusque bifurcation du cours de l'ARDECHE qui, en amont des gorges, néglige les dépressions de LABASTIDE-DE-VIRAC, du synclinal de VIRAC et du bassin d'ALES;

* présence de surfaces d'aplanissement anciennes qui ont pu servir d'amorce aux processus de surimposition.

- antécédence:

* importance de l'enfoncement de la rivière (250 m en moyenne, 360 m au maximum) qui a nécessité soit une longue période de creusement soit une instabilité tectonique;

* absence de témoins d'une paléo-couverture sédimentaire nécessaire à la surimposition.

Il semble en fait que l'origine des gorges de l'ARDECHE résulte d'un double mécanisme à savoir principalement une surimposition initiale de la rivière suivie d'une antécédence (ou d'antécédences locales) liée(s) à la phase rhodanienne de l'orogenèse alpine: en se basant sur l'altitude relative (+ 100 m) des dépots villafranchiens en amont des gorges et de la fourchette maximum de leur âge (de 3,5 à 0,9 MA), la période nécessaire pour un enfoncement moyen de 250 m s'étend de 2,3 à 8,3 MA; le creusement du canyon prendrait ainsi place entre le Tortonien supérieur et la fin du Pliocène. Il est vraisemblable que l'essentiel du creusement a débuté lors de la grande régression messinienne pour se terminer au Zancléen, mais l'enfoncement quaternaire, généralement considéré comme mineur, serait en fait significatif vu l'altitude relative des témoins alluviaux rissiens de l'ARDECHE (+ 30 à + 80 m).

1.2. Le ruisseau de RIMOUREN.

Le ruisseau et ses affluents amonts ont été parcourus dans le but d'y découvrir des lambeaux de terrasses alluviales anciennes. On a constaté que le comportement majeur de ce cours d'eau était érosif et que les rares alluvions étaient conservées de manière discontinue à la faveur d'accidents morphologiques très localisés (cuvettes, replats, confluences, ...). D'autre part leur altitude relative est, dans les gorges, de l'ordre de 1 à 2 m ce qui en fait des sédiments récents.

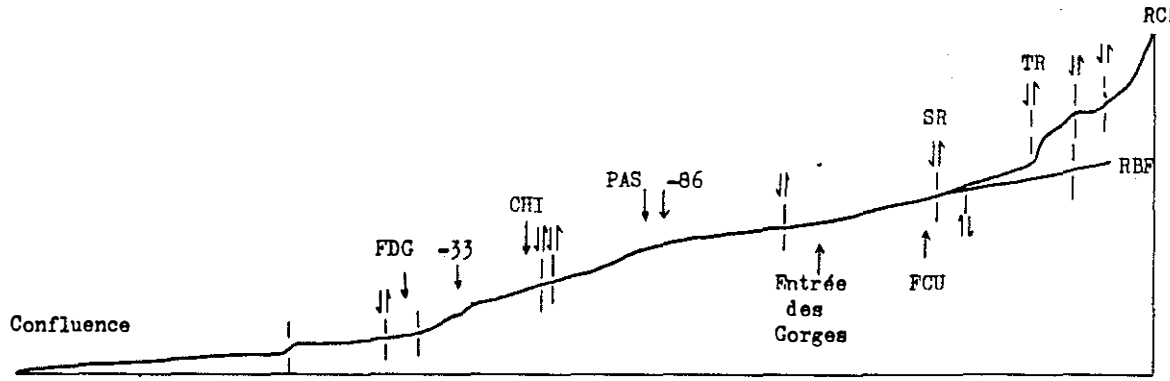
On a donc eu recours à l'analyse du profil en long, tracé d'après la carte topographique au 1/25.000, par tranches de 10 m de dénivelée, avec une précision de 10 % sur les longueurs cumulées.

Sur la figure 41a, le ruisseau de COMBE-ROUVIERE, qui débute au pied du rocher de la MONTRE (DENT DE REZ) a été choisi comme cours principal en amont du hameau de RIMOUREN: à titre comparatif le ruisseau affluent de BRUGET/FONT-CUBERE, essentiellement développé dans les terrains marno-calcaires de l'Hauterivien, a également été représenté.

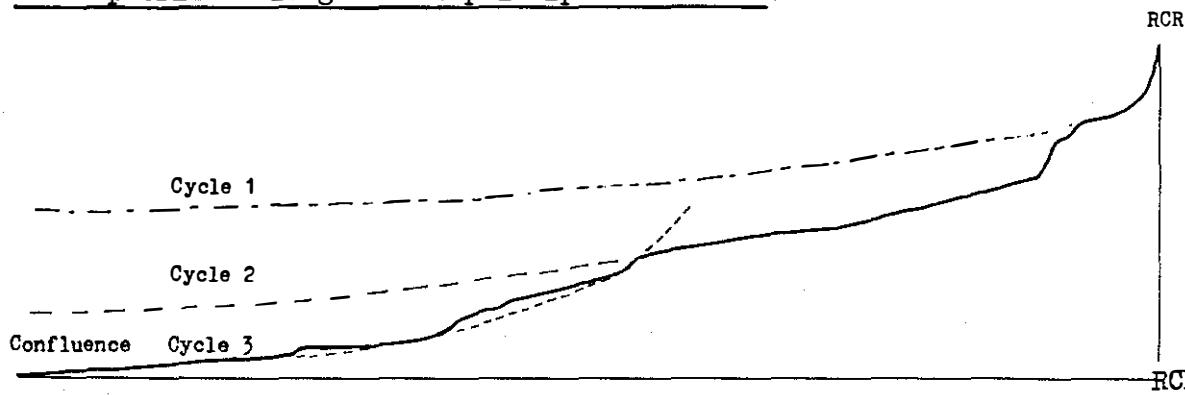
Sur la figure 41b, trois cycles d'érosion distincts seraient responsables du tracé actuel de ce thalweg et corrélables aux altitudes relatives suivantes des terrasses rhodaniennes:

* + 250 m pour le premier (cycle anté-pliocène);
* + 100 m pour le second (cycle villafranchien);
* 0 m pour le troisième (cycle actuel).

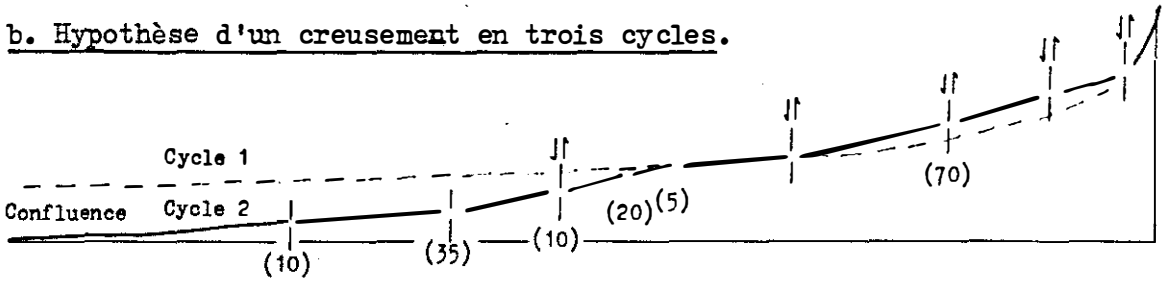
Mais ce modèle ne tient pas compte des mouvements tectoniques qui auraient affecté la région au cours du Pliocène: le thalweg est en effet accidenté de nombreux ressauts de 5 à 30 m de dénivellation unitaire, développés à la faveur de failles; leur amplitude cumulée atteint 150 m ce qui exclurait le rôle de la néotectonique (assez mineur sur le plateau) au profit de celui de la distension oligo-miocène.



a. Le profil en long et ses principaux ressauts.



b. Hypothèse d'un creusement en trois cycles.



c. Hypothèse d'un creusement en deux cycles.

FIGURE 41 . ANALYSE DU PROFIL EN LONG DU RUISSEAU DE RIMOUREN.

Légende :

RCR = Ruisseau de COMBE-ROUVIERE
TR = Accident de TIOURRE/LARNAS
(5) = Amplitude de ressaut (m)
FDG = Réseau de FONT DES GALETS
CHI = Grotte de CHIRONLONG
-33 = Réseau "
RBF = Ruisseau de BRUGET/FONT-CUBERE
SR = Faille de SAINT-REMEZE
⫽ = Sens de rejeu des accidents
FCU = Source de FONT-CUBERE
PAS = Grotte de la PASCALOUNE
-86 = Réseau " -86 "

Cependant si on compense les principaux ressauts le tracé devient plus régulier et attribuable aux deux derniers cycles cités (voir figure 41c): le cours d'eau a dû cesser d'être fonctionnel à une époque contemporaine des derniers rejeux tectoniques puisque l'érosion n'a pu en gommer les traces.

On peut donc retenir deux hypothèses de creusement pour la partie amont et les gorges:

- un creusement messinien qui aurait provoqué l'encaissement du cours d'eau dans les terrains urgoniens;
- un creusement villafranchien en relation avec les terrasses du paléo-RHONE.

Dans les deux cas, le tracé du thalweg en aval des gorges résulterait d'une reprise d'érosion subactuelle à mettre en relation avec un climat plus humide (Quaternaire ancien) ou un affaissement néotectonique de la vallée du RHONE.

1.3. Le ruisseau du RIEUSSEC.

Les vallées de FOUSSOUBIE et du RIEUSSEC ont été étudiées par Y. CALLOT (1979) qui a défini un creusement en quatre stades (voir figure 42):

- établissement d'un profil d'équilibre dont seule la partie amont de la vallée de FOUSSOUBIE est le témoin: le prolongement du profil en long de cette vallée recouperait l'ARDECHE à 175 m d'altitude, ce qui correspond à la cote des terrasses du Villafranchien: cette cote résulterait d'un premier enfoncement de la rivière dont on peut supposer qu'elle coulait initialement vers 230 m d'altitude (cf. hautes terrasses de l'entrée des gorges);

- second abaissement du niveau de l'ARDECHE suivi d'une stabilisation ayant permis le creusement du thalweg du RIEUSSEC: sa partie amont, sub-rectiligne, se prolonge jusqu'à l'altitude de 125 m dans les gorges, soit à la hauteur des terrasses rissiennes;

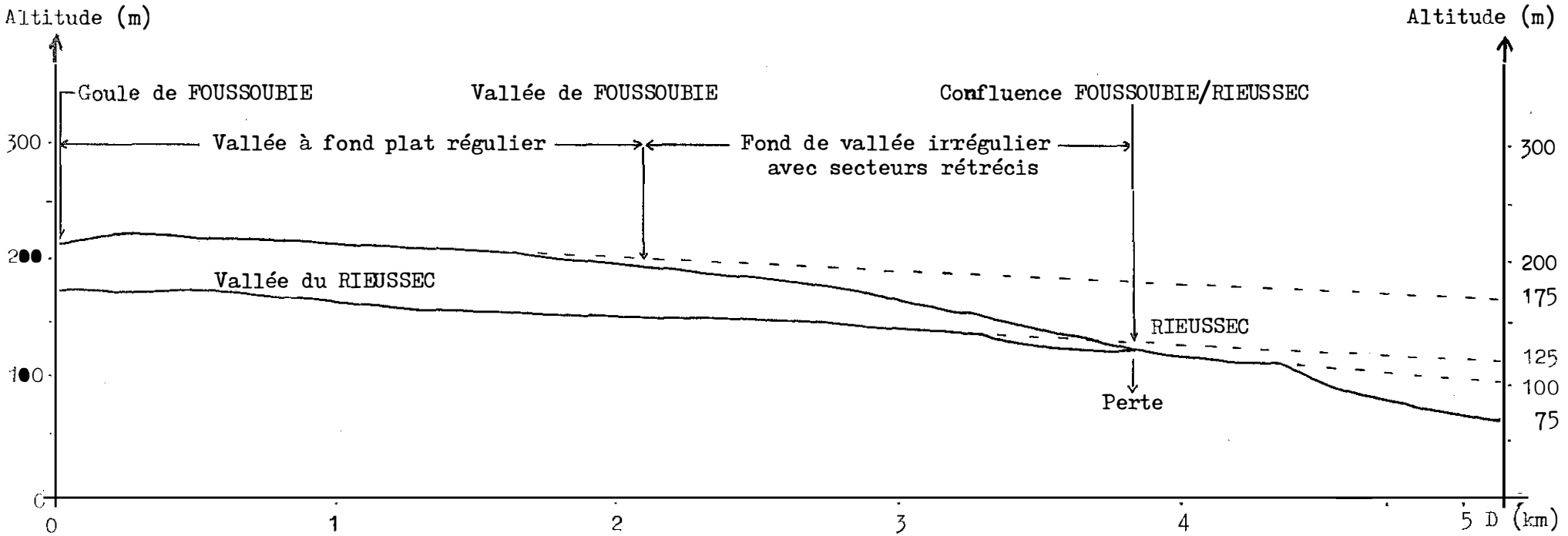


FIGURE 42 . LES VALLEES SECHES DE FOUSSOUBIE ET DU RIEUSSEC (d'après Y. CALLOT, 1979).

Légende : D = Distance à la Goule de FOUSSOUBIE

- troisième abaissement du niveau de l'ARDECHE jusqu'à 100 m d'altitude entraînant l'enfoncement des parties aval des ruisseaux du RIEUSSEC et de FOUSSOUBIE;

- dernier enfoncement de l'ARDECHE jusqu'à son altitude actuelle (75 m NGF) seulement suivie par les 800 derniers mètres du RIEUSSEC avec entrée en fonctionnement probable de ses pertes.

1.4. Le ruisseau de SARDAGNE.

Les réseaux karstiques du GOUL DE LA TANNERIE et du GOUL DU PONT sourdent au contact d'une faille pluri-kilométrique qu'emprunte le thalweg du ruisseau de SARDAGNE. Le réseau du GOUL DE LA TANNERIE, sub-horizontal sur environ 900 m, contraste avec l'enfoncement rapide de la galerie du GOUL DU PONT (voir figure 43): il suggère l'existence d'un niveau de base karstique, à l'époque du creusement du réseau, à l'altitude de 60 à 65 m. Ce rôle a certainement été tenu par le RHONE, plutôt que par le petit ruisseau de SARDAGNE long seulement de 6 km. On propose ainsi la chronologie suivante (voir figure 44):

1 - creusement des réseaux karstiques en relation directe avec un paléo-RHONE probablement Würmien car coulant à l'altitude relative + 10 m à + 15 m;

2 - recoupement des réseaux karstiques par l'enfoncement du ruisseau de SARDAGNE et ouverture de nouveaux exutoires (phénomène observé par A. CAVAILLE (1974) dans le QUERCY) à 750 m en amont de la confluence avec le RHONE;

3 - arrêt du fonctionnement permanent du ruisseau suite à une cause climatique et/ou tectonique.

Dans cette chronologie, le début du creusement du ruisseau de SARDAGNE serait soit antérieur, soit postérieur à la phase 1. Il est de toute façon à relier à une époque où les strates de la bordure orientale du plateau étaient déjà monoclinales - car le creusement est conséquent - et où la pluviométrie était suffisante pour permettre une certaine régularité d'écoulement (voir en TROISIEME PARTIE).

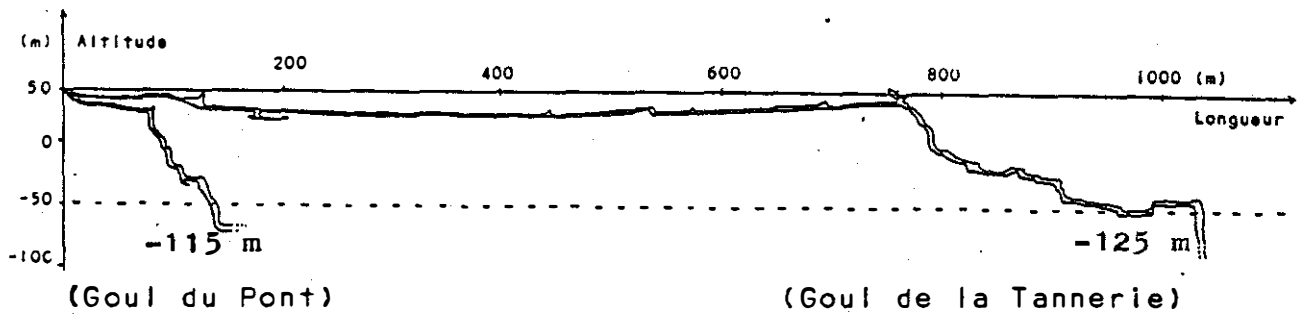
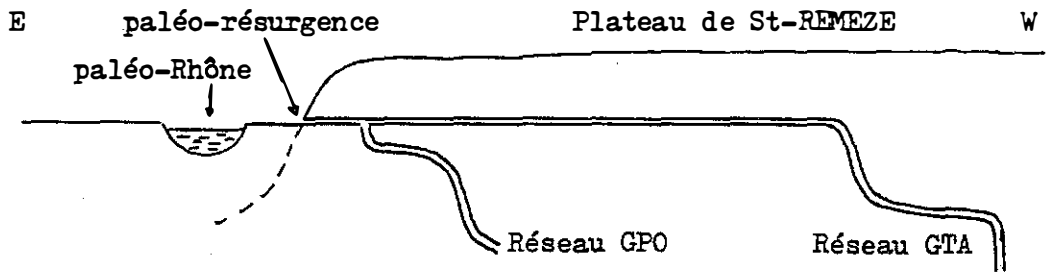
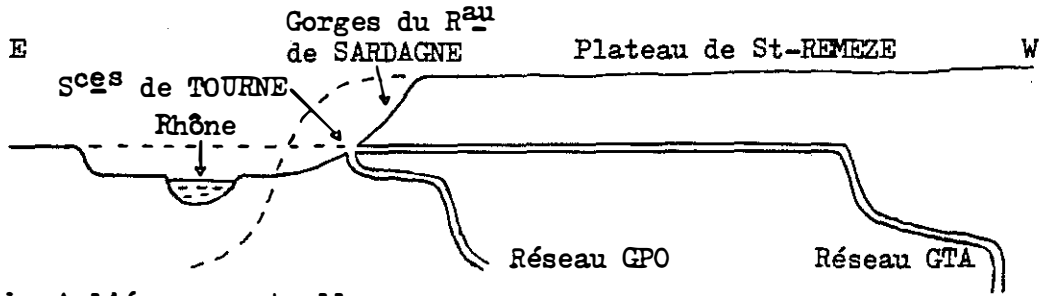


FIGURE 43 . LES RESEAUX DES SOURCES DE TOURNE VUS EN COUPE.



a. Au Quaternaire.



b. A l'époque actuelle.

FIGURE 44 . HYPOTHESE DE CREUSEMENT DES RESEAUX DES SOURCES DE TOURNE.

Légende : GPO Goul du PONT GTA Goul de la TANNERIE

Le profil en long du thalweg (voir figure 45) résulte apparemmment d'un seul cycle de creusement. Deux ruptures de pente y sont visibles, correspondant au passage de deux accidents tectoniques, dont la faille de SARDAGNE que le ruisseau emprunte sur 750 m. Le creusement du thalweg serait ainsi antérieur ou tout au plus contemporain des derniers rejeux tectoniques (Riss). D'autre part les exutoires des sources de TOURNE ne sont pas perchés au-dessus du thalweg ce qui implique un arrêt rapide du creusement du ruisseau après le recoupement des réseaux: on peut considérer que le thalweg s'est creusé en une seule phase qu'on assimilera au Riss.

Le ruisseau de SARDAGNE apparaît comme un cours d'eau récent dont le rôle essentiel est d'assurer l'évacuation des eaux météoriques infiltrées. On peut étendre son cas à celui des ruisseaux qui draînent la bordure rhodanienne du plateau et qui sont tous peu développés et sub-parallèles (anaclinaux). Leurs thalwegs présentent localement, à proximité de certains accidents pluri-kilométriques orientés N 140-160 (voir figure 46) des escarpements qui traduiraient des reprises d'érosions lors des derniers rejeux néotectoniques.

***Remarque**: la figure 44 implique que les sources de TOURNE soient les exutoires de réseaux karstiques "jumeaux": la similarité de leurs caractéristiques physico-chimiques et hydrodynamiques (étudiées en SECONDE PARTIE) viendra corroborer cette hypothèse.*

1.5. Les reculées.

La source karstique du TIOURRE est située au fond d'une reculée de 2,8 km, creusée à la faveur d'un accident tectonique, de même que les sources de ROCHE-COLOMBE (au nord du secteur d'étude) et de FONT-GRAND: les sources sont ici à l'origine du creusement des reculées par érosion différentielle régressive et de l'écoulement des cours d'eau, lesquels ne sont donc pas des niveaux de base.

1.6. Conclusion.

On peut donc scinder le réseau hydrographique du plateau de SAINT-REMEZE/ORGNAC en deux catégories distinctes:

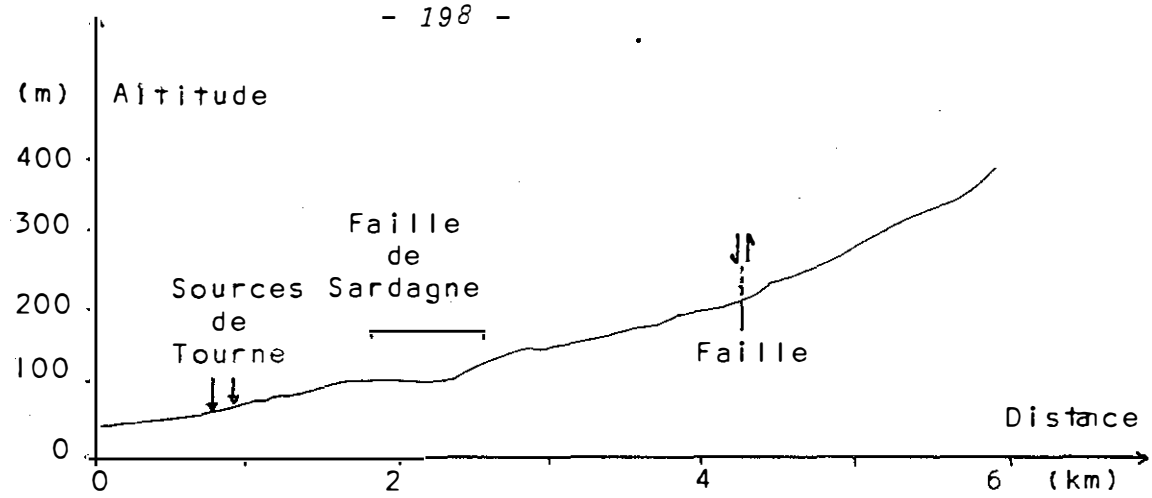


FIGURE 45 . PROFIL EN LONG DU RUISSEAU DE SARDAGNE.

FIGURE 46 . RELATION DES COURS D'EAU DE LA BORDURE RHODANIENNE AVEC LA TECTONIQUE.

Légende: Accident Cours d'eau, thalweg

Echelle: 0 1 km N

- des cours d'eau anté-pliocènes à villafranchiens, respectivement affluents du RHONE et de l'ARDECHE, dont le creusement s'est poursuivi puis fossilisé durant le Quaternaire. Certains réseaux karstiques se sont développés en relation avec ces thalwegs qui ont donc joué un rôle de niveau de base local;

- des cours d'eau récents, probablement quaternaires, peu développés et indépendants des circulations souterraines, en bordure des vallées du RHONE et de l'ARDECHE.

2 - Les surfaces d'aplanissement.

Il suffit de se rendre sur le plateau de SAINT-REMEZE pour remarquer l'importance des effets de l'érosion aréolaire qui, à certaines époques, a créé de vastes surfaces d'aplanissement. L'intérêt de l'étude de ces surfaces - une fois celles-ci datées - est lié à leurs relations avec la morphologie karstique: tantôt elles recoupent d'anciens réseaux souterrains, tantôt elles sont démantelées par la karstification superficielle (canyons, pertes, lapiaz, dolines, avens, ...): certains épisodes de creusement des réseaux peuvent donc être chronologiquement calés en fonction de ces observations.

2.1. Localisation.

Le document de P.B. VERMEIJ (1937) apparaît comme la première synthèse critique traitant des surfaces d'aplanissement, après les hypothèses hasardeuses engendrées par la généralisation de la théorie eustatique. Les études sur ce sujet s'étant poursuivies jusqu'à nos jours, il existe ainsi, suivant les auteurs, de un à six niveaux d'aplanissement différents dans le BAS-VIVARAIS calcaire:

- le plus élevé et le plus controversé est celui qui recoupe la DENT DE REZ à 720 m d'altitude: reconnu par L. SAWICKI (1909) comme l'un des trois principaux niveaux locaux, il n'a cependant pas été daté, si ce n'est une attribution hypothétique au Pontien par P.B. VERMEIJ (1937);

- Y. CALLOT (1979) parle d'un niveau 490-510 m sur le revers occidental de la DENT DE REZ et du SERRE DE BARRES. Les lambeaux de la surface qu'il décrit ne pouvant être rattachés à aucun autre niveau, il propose une phase de

soulèvement postérieure à leur formation, d'où leur appartenance, en fait, à un niveau inférieur !

- étudiée par L. SAWICKI (1909), H. BAULIG (1928), E. REYNIER (1934), E. COULET (1975), Y. CALLOT (1979) et G. FABRE (1980) - et aisément reconnaissable sur le terrain ainsi que sur carte - vient ensuite la haute surface de E. COULET, située entre 350 et 400 m d'altitude; elle correspond au niveau 380 de H. BAULIG et au cycle IV de E. REYNIER. Elle comprend essentiellement le haut du plateau de SAINT-REMEZE (bois du LAOULT) et les sommets du bois de RONZE (pour H. BAULIG, ce dernier serait, en fait, le témoin d'un cycle antérieur, non précisé). La colline du bois de SALEYRON, de par son altitude, doit être rattachée à cette surface qui circonscrit, au Sud et à l'Est, les reliefs de la DENT DE REZ et du SERRE DE BARRES;

- le niveau 250-300 m, défini au nord-ouest de MONTPELLIER, est également représenté dans notre secteur: au bois MALBOSC, au sud de BIDON (LE GRAND CHAMP) et en bordure des gorges de l'ARDECHE jusqu'au ravin du LOUBY. Il s'agit du niveau 280 de H. BAULIG. Pour G. FABRE (1980), il existe, dans cette surface, deux niveaux synchrones qui s'étagent, dans le LANGUEDOC oriental, de 175 à 210 m et de 280 à 320 m. Enfin, R. MAZELLIER (1971) attribue le replat de 260-290 m de la COMBE DU LOUP, au sud-est d'ORGNAC, à un témoin de sa "surface d'érosion karstique éocène";

- H. BAULIG (1928) observe, au confluent de l'ARDECHE et du CHASSEZAC, ainsi qu'à proximité de SAINT-PAUL-LE-JEUNE, une surface de 250 m témoin d'un cycle distinct, intermédiaire entre le cycle de 280 m et celui de 180 m. Les restes de ce niveau, qui n'apparaît pas dans notre secteur, reposent de 251 à 267 m d'altitude et leur existence sur une hypothèse "à peine acceptable" pour P.B. VERMEIJ (1937)!

- enfin le niveau 180 m de H. BAULIG termine la série: pour E. REYNIER, il est le témoin du "dernier cycle avant l'état actuel" et on peut l'observer dans les plaines de CHOMERAC et de VILLENEUVE-DE-BERG ainsi que sur toute la garrigue de NIMES. Les autres auteurs ne le mentionnent pas, si ce n'est G. FABRE (1980) qui en fait un sous-niveau de la haute surface (voir ci-dessus). Il existe bien un replat, compris entre 170 et 200 m, qui borde la retombée

orientale du plateau de SAINT-REMEZE entre AIGUEZE et BOURG-SAINT-ANDEOL, mais il correspond plutôt, comme il sera vu plus loin, à des dépôts alluviaux et non à une forme d'érosion.

On notera, à titre comparatif, que H. POSSELDT (1913) ne décrivait, en tout et pour tout, qu'une seule surface, déversée, soulevée et continue depuis le sud de l'ARDECHE jusqu'à la DENT DE REZ !

2.2. Datation.

Les problèmes esquissés dans la distinction des niveaux d'aplanissement se développent dans toute leur ampleur lorsqu'il s'agit de proposer des datations, en l'absence totale d'éléments objectifs (comme les placages alluviaux présents sur les plateaux des GRAS jurassiques situés au Nord-Ouest).

Chez les auteurs anciens, un certain flou règne sur les hypothèses chronologiques: pour E. REYNIER, le niveau 380 date du Pliocène supérieur (cycle IV), tout comme le niveau 180 (cycle V); P.B. VERMEIJ lui donne un âge "peut-être pontien", tout en n'excluant pas qu'il pourrait être éventuellement post-pontien s'il s'avérait que le niveau de la DENT DE REZ (720 m) corresponde, lui aussi, à une surface d'aplanissement, laquelle surface serait alors inévitablement pontienne. Quant au niveau 180, cet auteur l'attribue à "la période pendant laquelle l'IBIE et le ROUNEL prenaient leurs sources dans le COIRON", sans plus de précision !

En ce qui concerne les auteurs récents, R. MAZELLIER (1971) propose deux périodes d'érosion aréolaire, correspondant à deux surfaces principales: l'une éocène (déjà citée), l'autre miocène (anté-messinienne) à l'occasion de laquelle aurait été remodelée la surface éocène "qui avait déjà été modifiée par les mouvements tectoniques oligocènes".

Selon E. COULET (1975), il n'existe pas, dans le LANGUEDOC, d'équivalent de la surface de la bauxite datée, en PROVENCE, comme fini-crétacée à infra-tertiaire. La preuve en est principalement la phase tectonique pyrénéo-provençale qui aurait profondément affecté cette surface si elle avait existé. La *haute surface* qu'il a donc défini ne peut être antérieure aux plissements et

chevauchements bartoniens; elle est ainsi corrélable à la *surface supérieure* mise en évidence en PROVENCE (J. NICOD, 1967). Pour E. COULET, la *basse surface* est achevée lorsque les canyons prépliocènes la défoncent et elle se prolonge dans les aplanissements tronquant les massifs de la BASSE PROVENCE calcaire: elle correspond donc ici à la *surface fondamentale* de J. NICOD. Dans l'intervalle de 35 MA qui apparaît alors, E. COULET estime sur des bases paléoclimatologiques que "la plus ancienne surface est, en gros, sannoisienne, la plus récente oligo-miocène". Sur les marges des gorges de l'ARDECHE, il attribue le bois du LAOULT et le sud du bois de RONZE à la *haute surface*, tandis que le méplat dominant la vallée du RHONE, devient un témoin de la *basse surface*.

Pour Y. CALLOT (1979), il est manifeste que deux périodes de stabilisation des écoulements se sont produites, donnant les deux grandes surfaces d'aplanissement qui recoupent ces plateaux, à savoir:

- le niveau 350-400 m pour lequel il propose le Crétacé supérieur comme "date d'amorce de l'aplanissement et [...] date d'aplanissement principal", avec "des retouches par toutes les actions morphologiques postérieures" ! En ce qui concerne le replat de MAYRES-LE RAZAL, à l'ouest de SAINT-REMEZE, il pense à une formation de glacis de piémont, à niveau de base local: dans cette hypothèse, ces glacis seraient postérieurs à la mise en place de la DENT DE REZ, et antérieurs à l'approfondissement des gorges de l'ARDECHE, ce qui correspond au Néogène ou à la fin du Paléogène (Oligocène);

- le niveau 250-300 m, postérieur au précédent, serait post-oligocène et sa formation se serait poursuivie "jusqu'à l'enfoncement du réseau hydrographique et plus précisément des grandes rivières allogènes", c'est-à-dire jusqu'au Messinien.

Enfin, G. FABRE (1980) distingue également, dans le LANGUEDOC oriental, deux époques ayant pu générer les aplanissements majeurs suivants:

- la *haute surface*, très démantelée, anté-Oligocène supérieur car exhaussée par la crise stampo-aquitanienne mais post-Eocène supérieur car arasant les plis de la phase pyrénéo-provençale;

- la *surface fondamentale*, postérieure à la précédente mais antérieure à la période d'érosion fluviatile du Pliocène inférieur: cet auteur considérant le niveau 175-210 m comme synchrone, l'érosion aréolaire récente (Pontien et Villafranchien) n'est alors envisagée que comme un simple épisode de regradation qui a retouché, ça et là, les surfaces anciennes.

2.3. Discussion.

Une dizaine de profils topographiques a été réalisée sur l'ensemble de la carte I.G.N. au 1/50.000 afin de matérialiser les niveaux d'aplanissement dans le BAS-VIVARAIS calcaire (voir figure 47).

2.3.1. Sur le nombre de surfaces.

Sur les profils 1 à 8 apparaissent plus ou moins distinctement des replats situés vers 380-400 m d'altitude, principalement regroupés en rive gauche de l'ARDECHE. Une centaine de mètres en contrebas se dessine, sur les profils 1 à 5, une nouvelle série de replats, entaillés par l'ARDECHE au niveau de son canyon. Enfin, les profils 3 et 6 montrent des replats respectivement situés à des altitudes de 280 m (bois MALBOSC) et 160-190 m (LA CAPELADE).

D'après leur cote et leur localisation, ces replats ont été groupés en:

- un <u>niveau supérieur d'aplanissement</u>, d'altitude comprise entre 360 et 410 m, occupant les alentours de SAINT-REMEZE, le bois du LAOULT, le bois de RONZE, le témoin du bois de SALEYRON, et appartenant à la *haute surface* de E. COULET;

- un <u>niveau inférieur d'aplanissement</u>, situé entre 250 et 320 m d'altitude, longeant l'ARDECHE qui l'entaille en gorges profondes et bordant le bois de RONZE au Sud: ce niveau a été corrélé avec la *basse surface* du même auteur en incluant, sur la base de la remarque émise par G. FABRE (1980), le replat du bois MALBOSC;

- une surface plane au lieu-dit LA CAPELADE, entre 170 à 200 m d'altitude (profil n°6), formée par les terrasses villafranchiennes du RHONE et

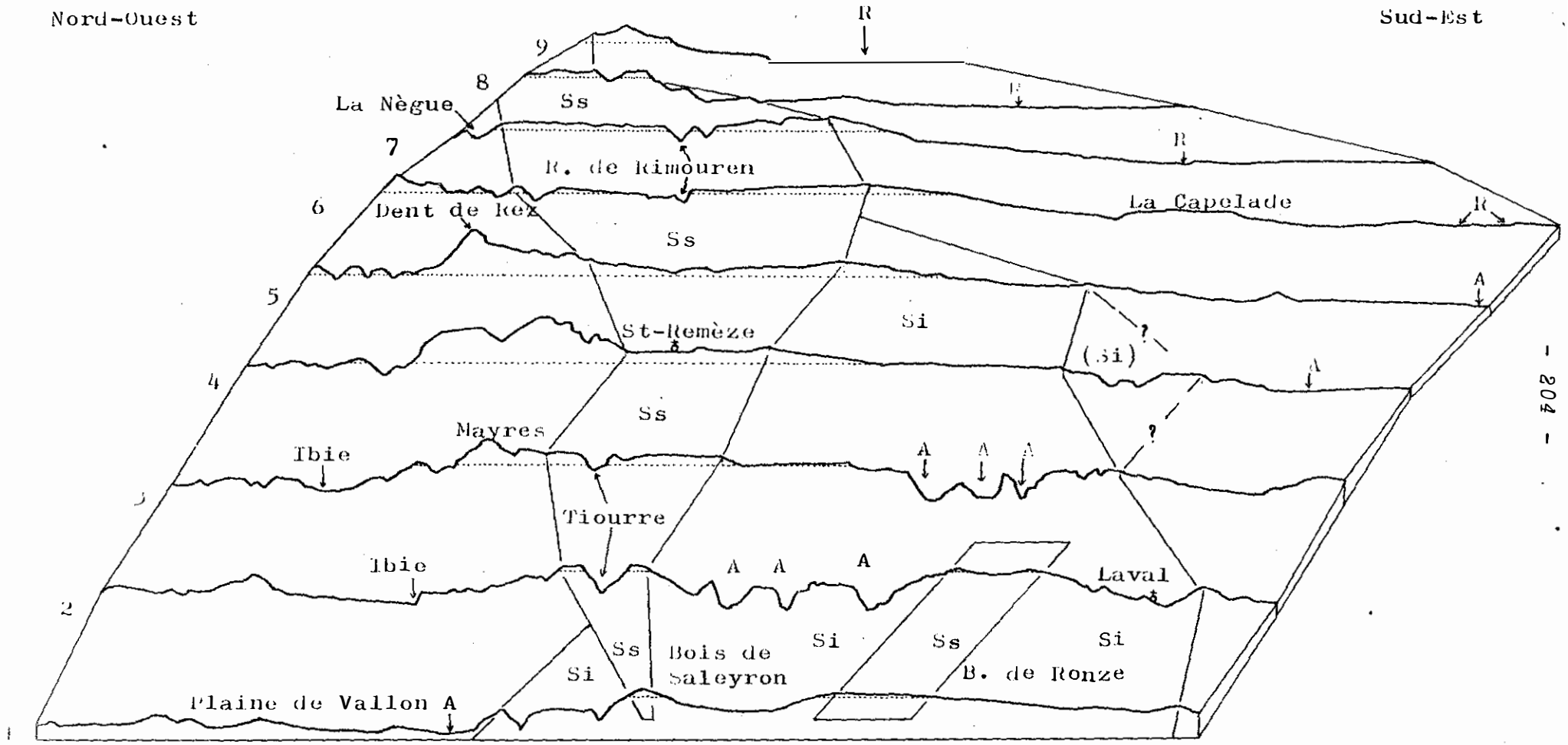


FIGURE 47 . SERIE DE PROFILS TOPOGRAPHIQUES A TRAVERS LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE.

Légende:

- Si Surface inférieure
- Ss Surface supérieure
- A Ardèche (R.)
- R Rhône (Fl.)
- 7 N° du profil
- ..... Isohypse 300 m

0 1 km

Echelles

difficilement attribuable - sans étude approfondie - à un phénomène d'érosion aréolaire; le niveau du bois de TRIGNAN (profil n° 4) peut prêter à confusion car il est apparemment situé en continuité altimétrique avec celui de LA GROSSE PIERRE mais il supporte également une terrasse villafranchienne: il peut s'agir soit de la terminaison sud-est de la *basse surface*, tronquant ici des sédiments récents, soit d'une terrasse ayant moulé, au moment de son dépôt, la surface d'aplanissement existante: selon l'hypothèse choisie, ce replat s'avère respectivement post ou anté-villafranchien.

2.3.2. Sur l'âge des surfaces.

La figure 48 présente une coupe géologique au niveau de la haute surface (portion du profil n° 6), à l'endroit où celle-ci tronque conjointement l'anticlinal de SAINT-VINCENT-DE-GRAS et le synclinal de GRAS. Ces deux structures plissées, d'axe N 80-90 (localement N 120 à l'approche des failles limitant la DENT DE REZ) ont été étudiées par D. LAFARGE (1978) pour qui elles sont indubitablement attribuables à la phase pyrénéo-provençale: la haute surface n'ayant pas été affectée par cette phase apparaît donc ici comme post-bartonienne.

L'analyse des relations entre ces surfaces d'aplanissement et le réseau hydrographique fournit un deuxième indice chronologique: à l'échelle régionale, E. COULET fait remarquer que les reliefs résiduels de la haute surface ne sont qu'exceptionnellement incisés par des cours d'eau importants (les seules exceptions étant représentées par l'HERAULT au massif du TAURAC et ...l'ARDECHE au bois de SALEYRON!). Cet auteur en conclut que le réseau hydrographique actuel s'est essentiellement développé à partir de la basse surface, laquelle serait ainsi anté-Miocène supérieur. On sait en effet que l'établissement d'une surface d'aplanissement nécessite l'inactivation des processus d'érosion linéaire et la proximité d'un niveau de base: ces deux conditions sine qua none n'ont pu être respectées sur une longue période qu'avant l'apparition de la crise messinienne et des mouvements tectoniques de la phase rhodanienne. La basse surface - et à fortiori la haute dans laquelle elle s'emboîte - est donc fort probablement anté-messinienne. Dans cette chronologie, les niveaux du bois de TRIGNAN et de LA CAPELADE ne paraissent attribuables qu'à un phénomène de moulage de la topo-

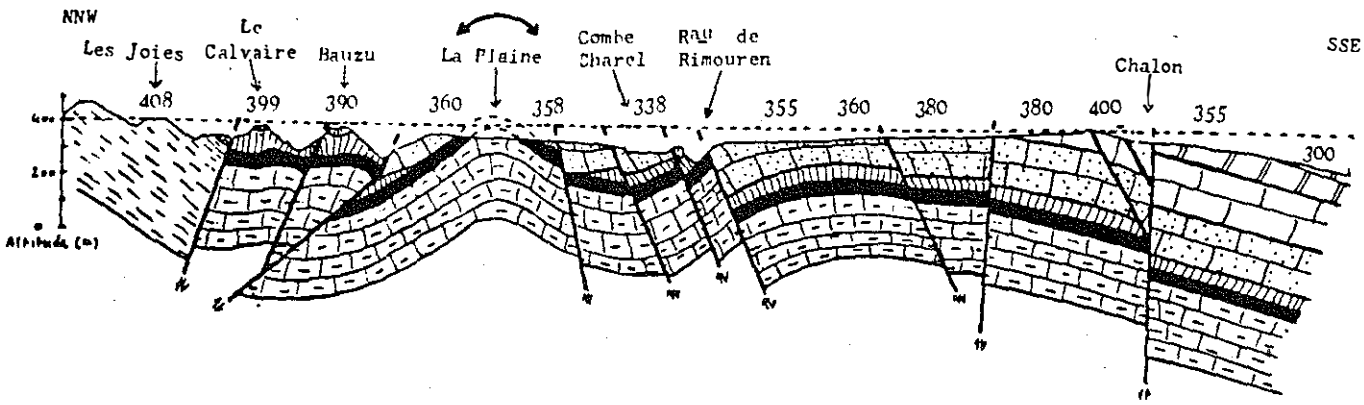
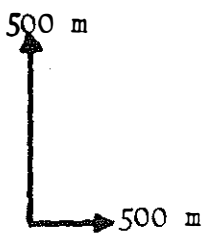


Figure 48 - LES RELATIONS DE LA HAUTE SURFACE D'APLANISSEMENT AVEC LA STRUCTURE GEOLOGIQUE AU NIVEAU DE L'ANTICLINAL DE ST-VINCENT-DE-GRAS

Légende :

- Anticlinal de ST-VINCENT-DE-GRAS
- Bédoulien inférieur (calcaires)
- Barrémien supérieur (calcarénites et calcaires)
- Barrémien inférieur (calcarénites)
- Barrémien inférieur (marnes et calcaires argileux)
- Barrémien inférieur (calcaires marneux)
- Hauterivien supérieur (marnes et marno-calcaires)
- Hauterivien inférieur (calcaires argileux)
- Faille
- ------ Isohypse 400 m
- 390 Altitude (m)
- Bauzu Lieu-dit

Echelles :



graphie existante, ce qui est alors en accord avec la datation proposée pour la basse surface.

G. FABRE (1980) attribue l'essentiel de l'élaboration de la haute surface à la période post-Eocéne supérieur/anté-Oligocène supérieur du fait des exhaussements dus à la crise stampo-aquitanienne. Pour la basse surface, il fait remarquer que "la surface fondamentale des GRAS [...] est fossilisée sous des alluvions fines et grossières elles-mêmes scellées par les coulées basaltiques des COIRONS": or ces coulées ont été datées de 6,41 ± 0,21 MA, ce qui corrobore l'âge anté-messinien de la basse surface.

2.3.3. Conclusions.

C'est donc E. COULET (1975) qui nous paraît avoir proposé - quelque peu fastidieusement - la meilleure interprétation concernant les deux surfaces d'aplanissement que l'on peut mettre en évidence dans le BAS-VIVARAIS calcaire. La figure 49 synthétise toutes les observations précédentes et résume la morphologie du BAS-VIVARAIS calcaire en:

- une surface d'aplanissement supérieure, assimilée à la haute surface de E. COULET, comprise entre 360 m et 420 m d'altitude;

- une surface d'aplanissement inférieure, corrélée à la basse surface de ce même auteur et limitée par des isohypses 260 m (localement 240 m autour du BOIS DE RONZE) et 320 m;

- une succession de niveaux de dépôts alluviaux, échelonnés de 190 à 40 m, fossilisant localement les anciennes surfaces.

Du point de vue chronologique ces deux surfaces s'avèrent post-bartoniennes et anté-messiniennes. Dans le LANGUEDOC, E. COULET les date respectivement, d'après des arguments paléoclimatiques, du Sannoisien et de l'Oligo-Miocène (la basse surface aurait été "amorçée au Stampien, parachevée avant la fin du Pontien") tandis que G. FABRE (1980) propose des âges anté-Oligocène supérieur et anté-Miocène supérieur.

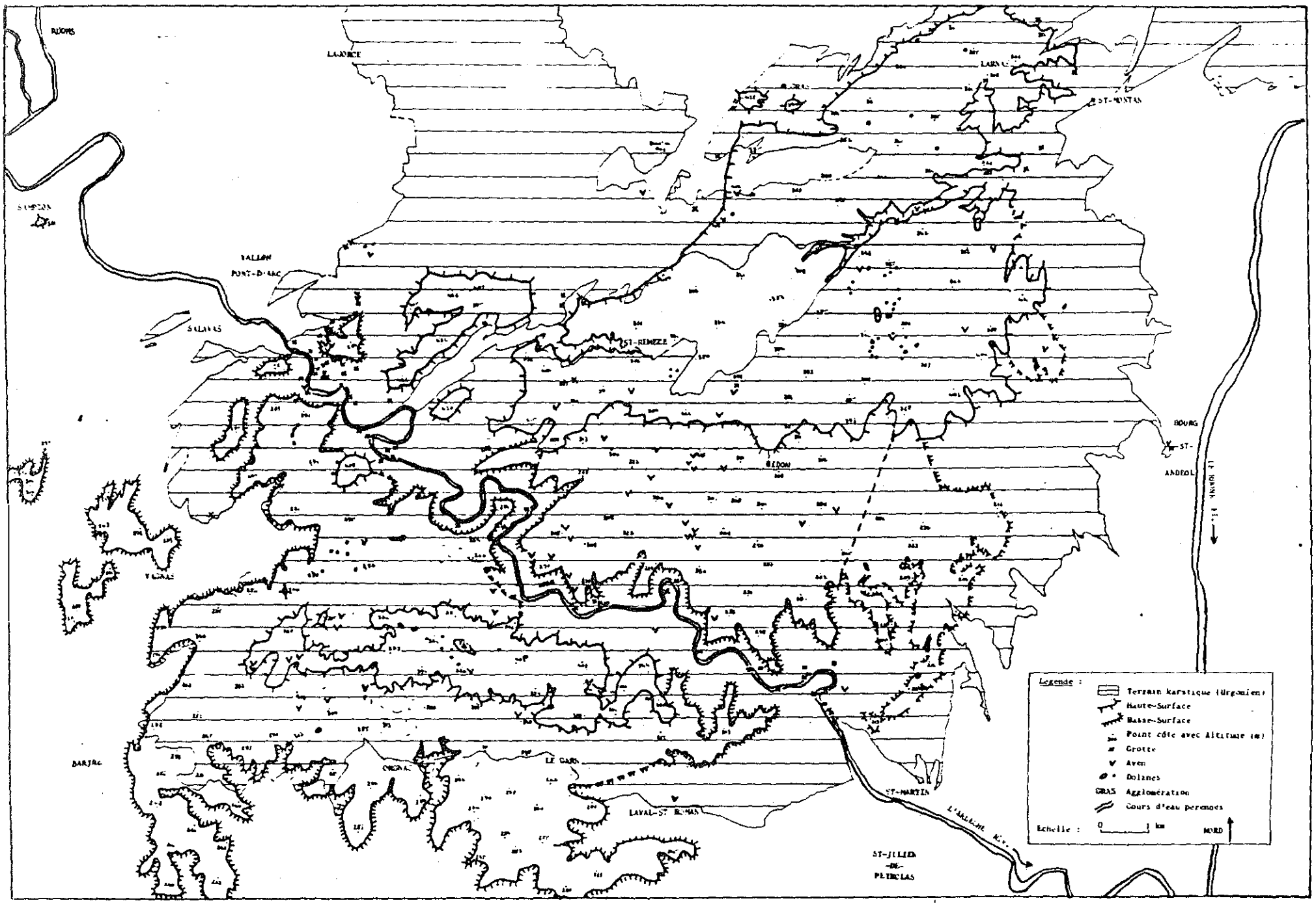


FIGURE 49 . CARTOGRAPHIE DES SURFACES D'APLANISSEMENT ET DES PHENOMENES KARSTIQUES DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

2.4. Les relations du karst avec les surfaces d'aplanissement.

On a vu au chapitre traitant de la tectonique que l'intensité de la distension oligo-miocène avait décru tout au long du Miocène supérieur après un paroxysme stampo-aquitanien. On proposera les fourchettes d'âge suivantes, correspondant à des périodes de calme tectonique relatif pour l'installation des deux surfaces d'aplanissement:

- de 37 à 30 MA (Sannoisien) pour la première;
- de 12 à 7 MA (Tortonien) pour la seconde.

E. COULET (1975) estime que l'érosion sommitale a été responsable, sur le causse d'AMELAS (HERAULT), du décapage d'une tranche de terrain de cinquante mètres d'épaisseur au cours du Tertiaire. D'autre part on observe, dans le BAS-VIVARAIS calcaire, que l'emboîtement de la surface d'aplanissement inférieure au sein de la haute surface est de l'ordre de la centaine de mètres. L'ampleur de ces phénomènes a donc pu être suffisante pour mettre à jour des réseaux karstiques existants, par simple décapage des couches sus-jacentes: on conçoit alors qu'un certain nombre d'entre eux ait conservé jusqu'à nos jours un orifice ouvert dans de telles conditions.

La connaissance précise de l'altitude et de l'âge des témoins de surfaces d'aplanissement peut jouer un rôle certain dans l'approche chronologique de la karstogénèse. L'objet du présent chapitre est d'en préciser l'étendue.

2.4.1. Localisation géographique des entrées de réseaux.

Le problème principal est de repérer, parmi les réseaux ouverts à la surface ceux qui ont été tronqués par l'érosion aréolaire de ceux qui se sont formés postérieurement aux surfaces d'aplanissement. Dans ce dernier cas, il s'agit soit de pertes soit de sources, c'est-à-dire de formes karstiques en relation directe avec la topographie actuelle (vallées, falaises, dépressions, canyons, ...). Les exemples de la *goule* et de l'*évent* DE FOUSSOUBIE résument parfaitement ces cas (voir figure 50).

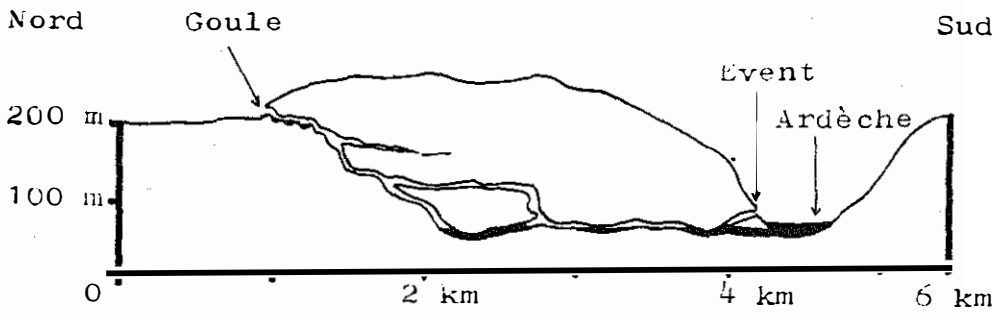


FIGURE 50 . COUPE INTERPRETATIVE DU RESEAU DE FOUSSOUBIE.

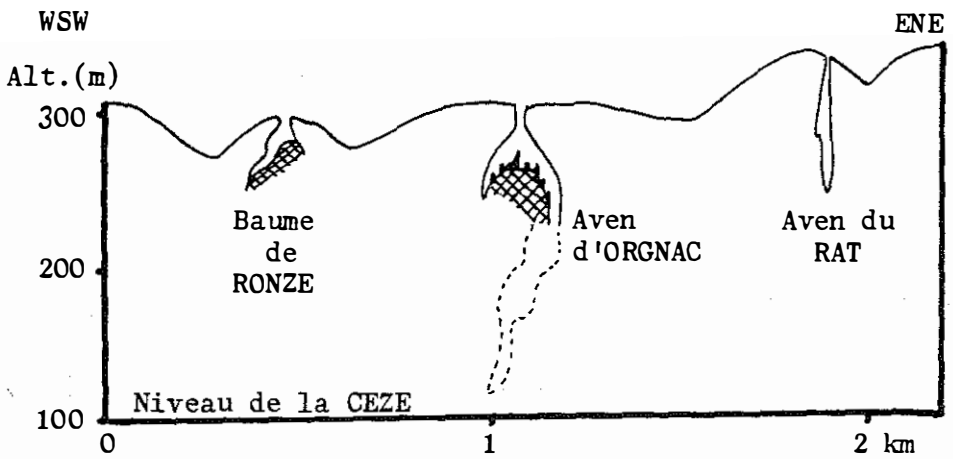


Figure 51 - CADRE GEOGRAPHIQUE, EN COUPE, DES RESEAUX DE LA REGION D'ORGNAC (in Y.CALLOT, 1979).

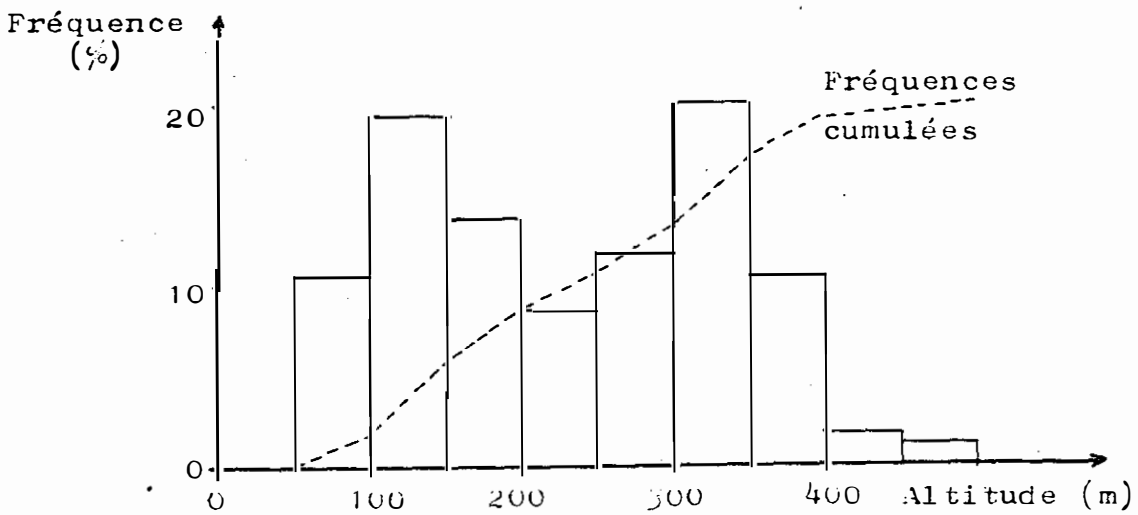


FIGURE 52 . REPARTITION ALTITUDINALE DES ENTREES DE RESEAUX.

En revanche, nombre de réseaux s'ouvrent à la surface même du plateau - voire sur un sommet - sans lien aucun avec la topographie et l'hydrographie actuelles: on citera l'exemple de la BAUME DE RONZE et des avens d'ORGNAC et du RAT, décrits par Y. CALLOT (1979), qui permettent la reconstitution suivante de la chronologie des événements (voir figure 51):

1) creusement du réseau en relation avec la paléotopographie;

2) décapage des terrains sus-jacents par érosion aréolaire et mise à jour d'un regard (aven) sur le réseau profond;

3) inversion de relief par effet d'immunité karstique aux alentours de l'orifice (généralement devenu non fonctionnel).

Dans cet exemple, c'est la basse surface qui est impliquée, ce qui revient à dater les réseaux en question comme anté-messiniens (on remarquera qu'ils étaient déjà considérés comme anté-pliocènes par R. GUERIN, 1973).

2.4.2. Répartition des entrées de réseaux par unité morphologique.

Il est logique de considérer que ce sont surtout des avens (à développement vertical dominant) qui s'ouvriront à la surface des plateaux soumis à une érosion aréolaire, tandis que les galeries à composante horizontale (grottes) apparaîtront à flanc de versant par suite de l'érosion latérale des reliefs. Le tableau XXI.a montre en effet que 81,5 % des avens s'ouvrent à partir de l'une des deux surfaces d'aplanissement reconnues contre 3,2 % seulement des grottes.

Si l'on tient compte de la superficie (actuelle) de ces deux surfaces (voir tableau XXI.b), on peut raisonner en *indice de karstification* qui représente le nombre de "*phénomènes karstiques hypogés*" *(PKH)* par unité de surface: on remarque alors que l'indice correspondant à l'ensemble des deux surfaces (0,39 PKH/km^2) est inférieur à la valeur moyenne calculée pour l'ensemble de la zone karstique (0,59 PKH/km^2). Cela provient essentiellement de la quasi-absence, à superficies sensiblement égales, de grottes dans les deux surfaces par rapport à la "*zone extérieure*".

	HS	BS	Surf.	Ext.	Total
Avens	16	37	53	12	65
Grottes	3	0	3	90	93
Total	19	37	56	102	158

a - Nombre de PKH.

	HS	BS	Surf.	Ext.	Total
Superficie	67	76	143	123	266

b - Superficie des différentes unités morphologiques (en km^2).

	HS	BS	Surf.	Ext.	Moyenne
Avens	0,24	0,49	0,37	0,01	0,24
Grottes	0,05	0	0,02	0,73	0,35
Total	0,29	0,49	0,39	0,74	0,59

c - Densité de PKH (en nombre /km^2).

Tableau XXI - REPARTITION DES PHENOMENES KARSTIQUES HYPOGES (PKH) DANS LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Légende: *HS = Haute surface d'aplanissement*
BS = Basse surface d'aplanissement
Surf. = Ensemble des deux surfaces
Ext. = Zone extérieure aux surfaces

On note enfin que les PKH sont plus nombreux dans la surface inférieure, ce qui impliquerait qu'une karstogenèse d'ampleur différente a affecté chaque surface d'aplanissement:l'érosion aréolaire est ici responsable d'un accroissement considérable de l'intensité de karstification. Cela peut résulter d'une influence:

- tectonique, la surface inférieure occupant l'essentiel de la zone structurale III de R. GUERIN (1973);

- lithologique, la surface inférieure se développant en majorité dans les terrains du Bédoulien inférieur (à faciès urgonien);

- morphologique, la surface inférieure - emboitée d'une centaine de mètres dans le niveau supérieur - étant à même de recouper un plus grand nombre de réseaux profonds;

- karstogénétique, la karstogénèse ayant pu se développer plus intensément suite au deuxième épisode d'aplanissement, c'est-à-dire à une époque contemporaine de la distension oligocène ou postérieurement.

2.4.3. Distribution altitudinale des entrées de réseaux.

On a calculé, d'après leur localisation sur les cartes topographiques au 1/25.000, les coordonnées LAMBERT de toutes les entrées de réseaux karstiques recensées. La figure 52 présente leur répartition altitudinale par classe de 50 m: la courbe obtenue est nettement bimodale, les classes]100;150] et]300;350] regroupant à elles seules 39,9 % de l'effectif total.

De l'entrée à la sortie des gorges, l'altitude du lit actuel de l'ARDECHE diminue de 100 à 50 m et celle des deux surfaces d'aplanissement reconnues s'échelonne de 240 à 420 m: on propose donc, comme hypothèse, d'associer la première sous-population à l'influence de la rivière (thalweg et falaise des gorges) et la seconde à celle des surfaces.

En assimilant le tracé du cours actuel de l'ARDECHE a un axe rectiligne (voir figure 53) et en calculant la distance de chaque entrée de réseau à cet

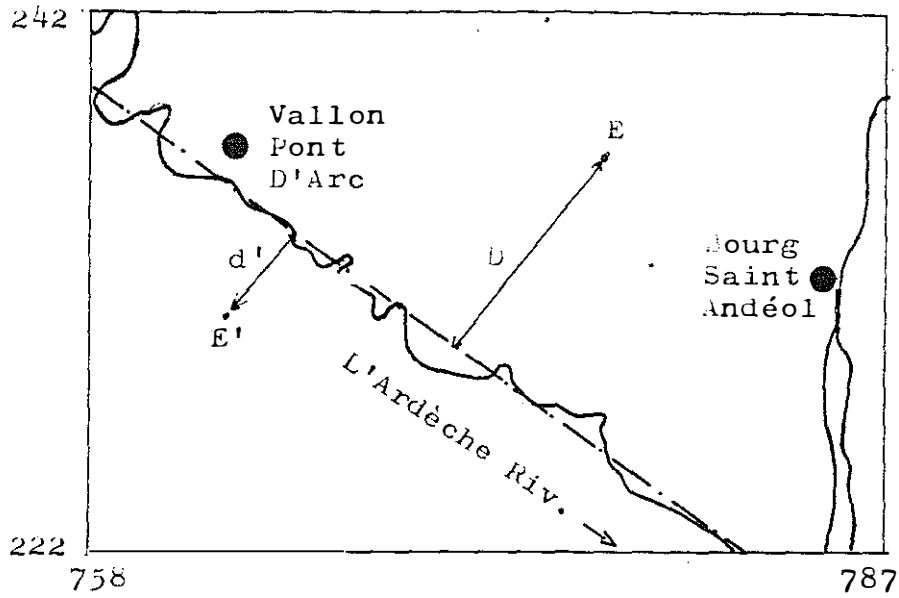


FIGURE 53 . TRACE SCHEMATIQUE DU COURS ACTUEL DE L'ARDECHE DANS LA TRAVERSEE DES GORGES.

Légende: 222 Coordonnée Lambert
—·—· "Axe de la rivière"
~~ Rivière Ardèche
E-E' Entrées de réseaux karstiques
D-D' Distances à l'axe de la rivière

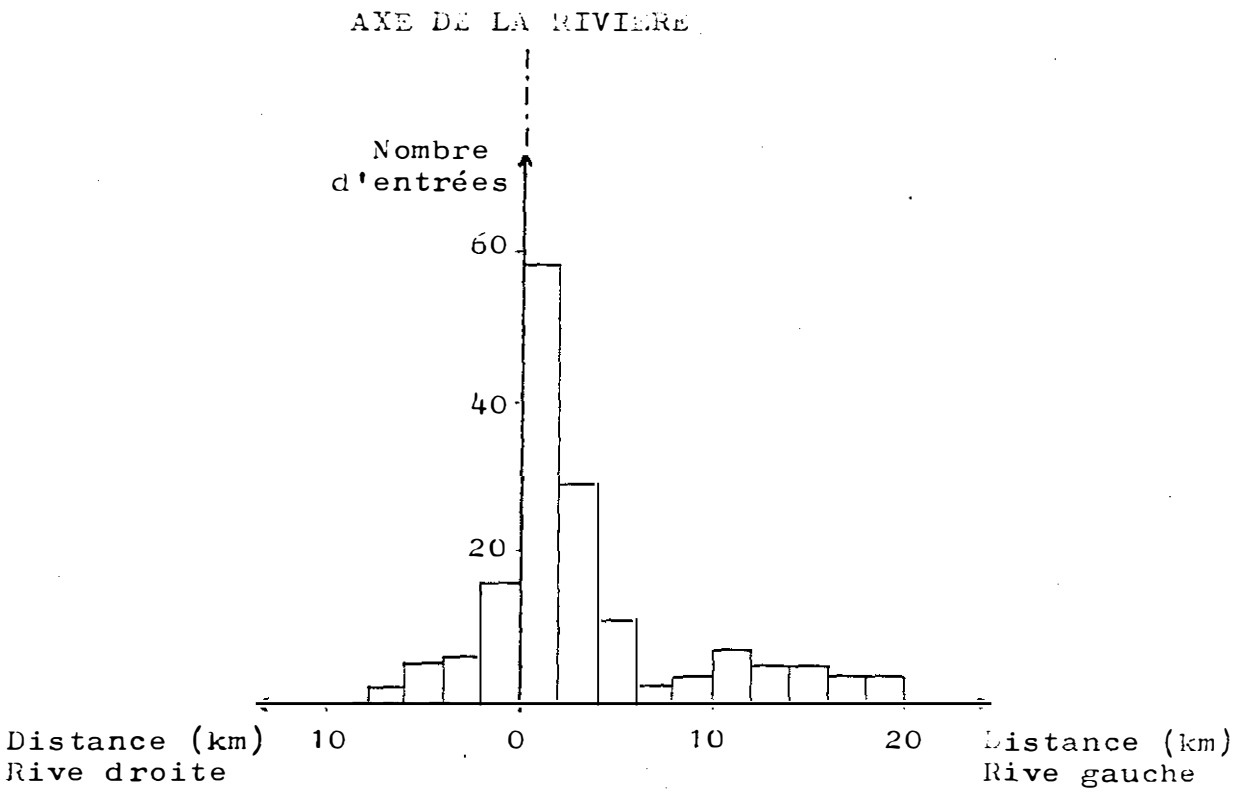


FIGURE 54 . REPARTITION DES ENTREES DE RESEAUX PAR TRANCHE DE 2 KILOMETRES DE PART ET D'AUTRE DE L'AXE DE L'ARDECHE.

axe, il a été possible de délimiter la zone d'influence de chacune de ces causes. Le résultat est présenté en figure 54 sous la forme d'un histogramme de fréquence par classes de 2 km de distance par rapport à l'axe de la rivière. La courbe est de nouveau bimodale avec un très net regroupement des entrées de réseau (83,5 %) dans une zone qui s'étend sur 6 à 8 km de part et d'autre de l'axe ainsi matérialisé. La disymétrie du pic maximum est due à la différence de superficie du plateau calcaire de part et d'autre de l'ARDECHE:

- 90 km^2 seulement en rive droite avec 29 entrées de réseaux recensés;
- 160 km^2 en rive gauche avec 129 entrées de réseaux.

Ce schéma montre un regroupement des entrées de réseaux (49 %) sur 2 km de part et d'autre des gorges de l'ARDECHE, falaises incluses; environ 32 % des entrées sont attribuables à la présence de la surface d'aplanissement inférieure qui borde la rivière sur 2 km en rive droite et 6 km en rive gauche; enfin 20 % seraient à mettre en rapport avec la surface supérieure, plus éloignée.

La figure 55 présente les mêmes données sous la forme d'un histogramme tri-dimensionnel où les entrées des réseaux (axe N) des rives gauches et droites ont été groupées: le classement est fait par tranches de 50 m d'altitude (axe Z) et de 2 km de distance à la rivière (axe D). La répartition des entrées de réseaux reproduit le schéma morphologique du plateau, à savoir:

- les vallées de l'ARDECHE et du RHONE (jusqu'à 100-150 m d'altitude et 22 km de distance);

- les falaises des gorges de l'ARDECHE et la bordure rhodanienne (de 50 à 250 m d'altitude et jusqu'à 2 km de distance);

- la bordure rhodanienne des plateaux (de 50 à 250 m d'altitude et de 12 à 22 km de distance);

- le niveau inférieur d'aplanissement (de 250 à 350 m d'altitude et jusqu'à 22 km);

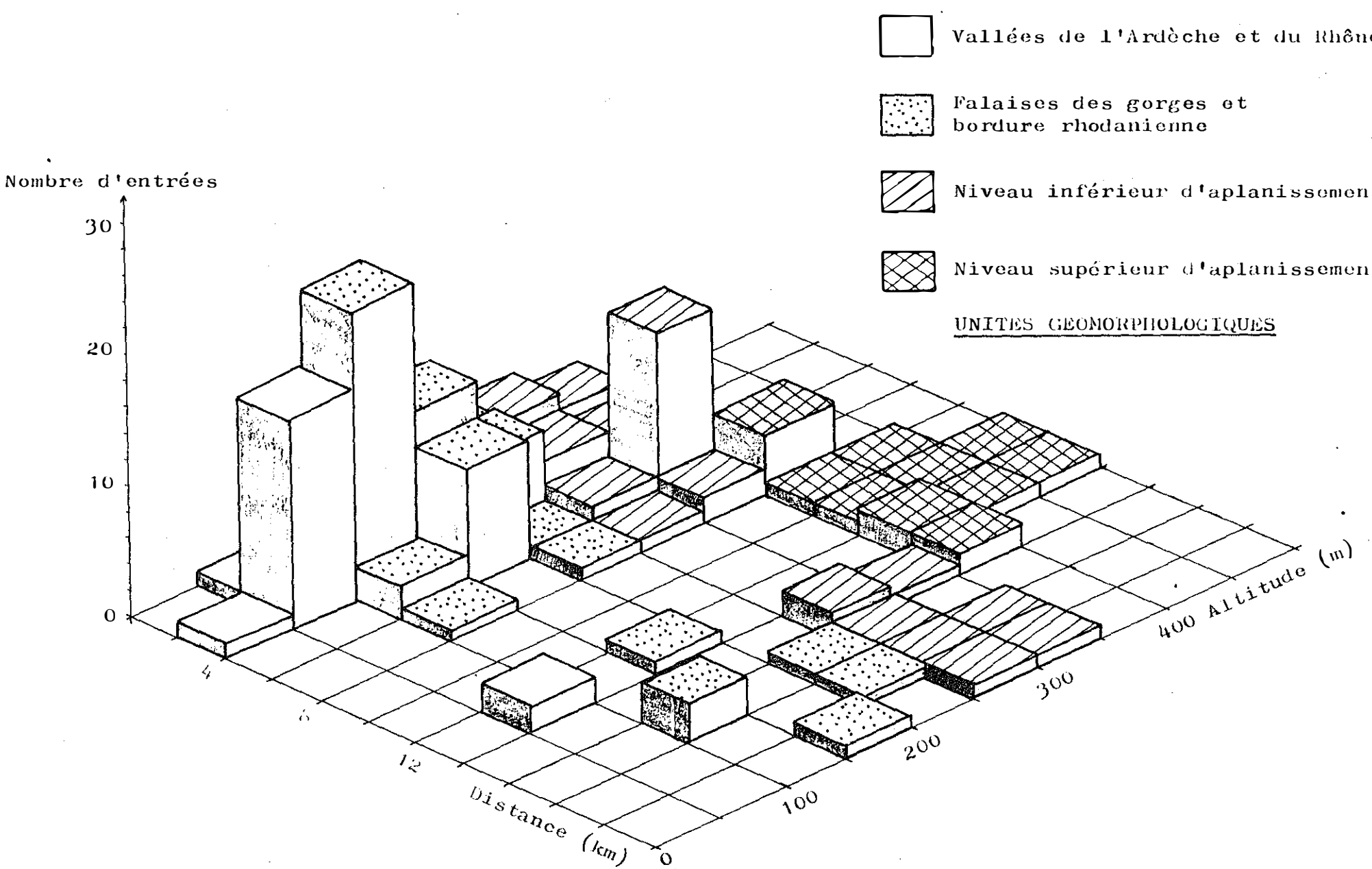


FIGURE 55 . DISTRIBUTION DES ENTREES DE RESEAUX EN FONCTION DE LEUR ALTITUDE ET DE LEUR DISTANCE A L'ARDECHE (Rives droite et gauche confondues).

- le niveau supérieur d'aplanissement (de 350 à 450 m) et le bas de versant du massif de la DENT DE REZ (de 450 à 500 m), situés entre 6 et 16 km de distance et circonscrits par le niveau inférieur en accord avec la figure 49.

2.5 Conclusion.

Il semble donc que les conditions géologiques (tectonique et stratigraphie) jouent un rôle significatif dans la localisation des surfaces d'aplanissement engendrées par des processus paléoclimatiques; ces dernières, dans le BAS-VIVARAIS calcaire, sont d'autre part responsable de l'ouverture d'environ 52 % des entrées actuelles de réseaux karstiques, sans toutefois que l'on puisse préciser - faute d'un examen morphologique détaillé de chaque cas - lequel des processus mis en jeu (karstification ou érosion aréolaire) est antérieur.

La principale conclusion que l'on peut déjà tirer de l'analyse des surfaces d'aplanissement tient à la présence de réseaux karstiques évolués antérieurement à la première phase d'aplanissement (Sannoisien?). Cette observation rejoint celle de E. COULET (1975) qui décrit des fragments de stalactites (MONTOULIEU, LES MATELLES) et de nodules phosphatés semblables à des perles des cavernes (nord du bassin d'ALES) au sein des formations détritiques oligocènes: il en conclut qu'un karst oligocène, "parvenu au stade des conduits de grand calibre", s'est trouvé éventré par l'érosion aréolaire. On considèrera donc que la surface supérieure est ici sannoisienne et la surface inférieure essentiellement miocène. La karstogénèse aurait probablement été amorcée dès la fin de l'Eocène, avant la première période d'aplanissement: l'intense distension oligocène et l'abaissement du niveau de base au Messinien ont certainement été à l'origine de sa réactivation.

Cette datation est en accord avec celles proposées par différents auteurs: ainsi A. CAVAILLE (1970), malgré qu'il évoque "l'improbabilité d'une kartification datant du Tertiaire supérieur" en se basant sur l'absence de faune pliocène "au sens strict du terme" dans les sédiments karstiques, admet un stade de karstogénèse à l'Eocène, puis à plusieurs reprises tout au long du Quaternaire; R. MAZELLIER (1971) considère le Messinien comme période de karstification maximum, tandis que R. GUERIN (1973) définit une karstification anté-pliocène s'étendant de la fin du Crétacé à la fin du Miocène ! Enfin J. BLANC et

H. CHAMLEY (1975) datent la première phase de comblement des réseaux géants de la grotte de SAINT-MARCEL du Villafranchien, ce qui implique un creusement antérieur.

On voit donc que l'absence de repères chronologiques objectifs, comme les phosphorites piégées dans les karsts du QUERCY (A. CAVAILLE, 1974), géne la plupart des auteurs, lesquels se contentent de proposer une seule limite chronologique sans pour autant s'attarder sur les différents stades karto-génétiques qui ont certainement dû marquer l'ensemble du Tertiaire.

L'analyse de la répartition des entrées de réseaux a mis en évidence l'influence majeure des gorges de l'ARDECHE. Cependant s'agit-il d'exutoires de réseaux développés en liaison avec le niveau de base karstique que représente (et a représenté) la rivière, ou de simples recoupements de réseaux anciens par suite de l'enfoncement des gorges ? Selon la réponse, les galeries seront post ou anté-messiniennes.

D'autre part nombre de réseaux s'ouvrent à la surface d'un niveau d'aplanissement d'où l'existence d'un même type de relation que précédemment entre ces deux formes géomorphologiques. Il semble qu'il y ait eu plusieurs phases de karstification et d'aplanissement et que l'on puisse d'ores-et-déjà distinguer ici des réseaux anté-sannoisiens, oligo-miocènes et plio-quaternaires.

3 - Analyse sommaire du karst superficiel.

M. SWEETING (1972) considère les dolines comme l'unité fondamentale des terrains karstiques au même titre que les vallées dans le relief fluviatile. Elles occupent effectivement 24 % de la superficie du calcaire dans le karst dinarique (I. GAMS, 1972 in M. SWEETING) et on en compte fréquemment 100 à 200 par km^2 dans les terrains karstiques: S. MORAWETCZ (1965 in M. SWEETING) en a même dénombré 400 par km^2 en ISTRIE !

Le tableau XXII donne une densité moyenne de 0,21 doline/km^2 dans le BAS-VIVARAIS, ce qui contraste avec les données de la littérature et avec l'important développement du karst profond. On voit également que le nombre et

	NOMBRE			DENSITE (nb/km²)
	SAINT-REMEZE	ORGNAC	TOTAL	
Haute surface	29	12	41	0,61
Basse surface	6	6	12	0,16
Total surfaces	35	18	53	0,37
Zone extérieure	3	0	3	0,02
BAS-VIVARAIS calcaire	/	/	56	0,21

Tableau XXII - REPARTITION DES DOLINES DANS LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

MASSIF	DEPARTEMENT	SUPERFICIE km²	PKH	DENSITE PKH/km²
Massif du TAURAC	HERAULT	5	210	42
Bassin d'alimentation du LEZ	HERAULT	500	1436	2,87
Causse MEJEAN (p.p.)	LOZERE	130	248	1,91
Massif du VERCORS	ISERE	1000	1690	1,69
LANGUEDOC oriental	GARD	1140	1824	1,60
Causse Noir	GARD	299	398	1,33
Garrigues nord-montpelliéraines	HERAULT	954	1259	1,32
Région du socle	LOZERE	200	124	0,62
Plateau de SAINT-REMEZE/ORGNAC	ARDECHE	266	158	0,59
Grands Causses	LOZERE	3899	2066	0,53
Causse de COMTAL	LOZERE	300	150	0,50
Causse de MASSEGROS	LOZERE	1200	312	0,26
Syst. Fontaine de VAUCLUSE	VAUCLUSE	100	30	0,30

Tableau XXIII - COMPARAISON DES INDICES DE KARSTIFICATION DE DIFFERENTES REGIONS DU SUD DE LA FRANCE (d'après P. DUREPAIRE, 1985).

la densité des dolines décroît de la haute à la basse surface, tandis que la zone extérieure n'en renferme que 5 %.

D'après H. ENJALBERT (1968 in M. SWEETING), la plupart des dolines sont apparues durant les épisodes froids et neigeux du Quaternaire, seules les plus grandes pouvant provenir des phases chaudes du Pliocène. J. NICOD (1967) conclut de son côté que les conditions actuelles ne sont pas favorables, en PROVENCE, à la formation de dolines.

Est-on en présence, dans le BAS-VIVARAIS calcaire, de dolines quaternaires ou de reliques contemporaines des grands aplanissements ? On a vu que les climats du Tertiaire étaient à dominante tropicale jusqu'à leur dégradation au Mio-Pliocène; or on sait que sous ce type de climat, l'importance de la dissolution provoque la coalescence des dolines et l'apparition d'un karst à écumoire (cone-karst). Il semblerait ainsi que les dolines datent plutôt du Plio-Quaternaire, tout comme les quelques champs de lapiès (ou dallages calcaires) qui, situés autour de BIDON et de SAINT-REMEZE, témoignent d'un façonnement glacio-karstique.

En fait la disproportion observée entre le nombre de dolines développées dans et hors des surfaces d'aplanissement incite à penser à une relation entre dolines et aplanissements. La présence de 4 fois plus de dolines dans la haute surface que dans la basse plaide pour l'existence de deux phases de creusement; par rapport aux périodes d'aplanissement et en supposant que ceux-ci ont fait disparaître toute trace antérieure de karstification superficielle, ces phases seraient:

- soit contemporaines en supposant que dolines et surfaces d'aplanissement sont toutes deux dépendantes d'influences communes (climatiques?);

- soit postérieures en admettant que les dolines se sont développées à partir des surfaces d'aplanissement; dans ce cas, le creusement des premières dolines prendrait place pendant l'Oligocène, entre les deux périodes d'aplanissement.

Or, pour S. MORAWETZ (1965) la durée de creusement des dolines d'ISTRIE s'inscrit entre 14.000 ans pour les petites (50 m de diamètre et 15 m de profondeur) et de 0,5 à 2,0 MA pour la plus grande (500 m de diamètre et 120 m de profondeur). On a pas réalisé d'analyse morphométrique des dolines du BAS-VIVARAIS calcaire mais leur diamètre le plus fréquent est de l'ordre de 25 à 50 m et leur profondeur généralement inférieure à 10 m. Les dimensions maximales observées appartiennent à deux dolines allongées du BOIS DE RONZE (au lieu-dit "CHENE DE L'HOMME MORT") qui mesurent respectivement 50 x 225 m et 60 x 100 m. Cela laisse supposer une durée de creusement qui pourrait être de l'ordre de 10.000 ans pour les petites dolines et 100.000 ans pour les grandes.

Du point de vue génétique, on remarquera que les dolines du BAS-VIVARAIS calcaire sont peu profondes par rapport à leur diamètre, ce qui incite à les classer parmi les dolines de dissolution: seule la BAUME DE RONZE apparaît nettement comme une forme d'effondrement, ainsi qu'une petite structure d'une centaine de m² au flanc de laquelle s'ouvre la grotte de BEAUREGARD sur le plateau de SAINT-REMEZE. On citera également les grandes "*dolines tectoniques*" de BIDON, de la COMBE DE CHALON et de MAYRES qui résultent de mouvements tectoniques (effondrement d'un graben) plus que de processus de dissolution.

En conclusion, on peut émettre l'hypothèse que les dolines du BAS-VIVARAIS calcaire sont contemporaines des surfaces d'aplanissement et qu'elles seraient l'expression d'une karstification essentiellement superficielle du fait de l'ambiance climatique biostasique et de la proximité du niveau de base, laquelle, selon G. FABRE (1980), "privait l'incision verticale de toute énergie".

4 - Conclusion.

L'étude du réseau hydrographique du plateau de SAINT-REMEZE/ORGNAC a défini le Messinien comme date d'installation de l'ARDECHE dans le BAS-VIVARAIS calcaire. Il a dû s'en suivre une réorganisation partielle des écoulements karstiques en direction de ce nouveau niveau de base, phénomène amplifié par la régression messinienne à laquelle on peut rattacher le creusement des gorges.

La paléo-ARDECHE villafranchienne possédait des affluents, tel le ruisseau du RIEUSSEC, en partie fossilisé par l'entrée en fonctionnement de la GOULE DE

FOUSSOUBIE au Quaternaire. Il existait aussi, sur le plateau de SAINT-REMEZE et à une époque probablement contemporaine, un paléo-réseau hydrographique indépendant de l'ARDECHE, dont le ruisseau de RIMOUREN reste le témoin. Quelques galeries karstiques, actuellement perchés au-dessus de son thalweg (grotte de CHIRONLONG ou de la PASCALOUNE, réseau "-33", ...), ont dû se développer en liaison avec ce niveau de base local.

La formation de deux surfaces d'aplanissement a contribué à la mise à jour de nombreux réseaux karstiques par décapage des terrains sus-jacents. Les relations de ces niveaux d'aplanissement avec le paléo-karst permettent de distinguer trois étapes probables de karstification: anté-sannoisienne, oligo-miocène et plio-quaternaire.

La répartition des dolines montre également l'influence des surfaces d'aplanissement sur la karstification superficielle. L'augmentation significative du nombre de dolines de la haute à la basse surface implique l'existence de deux périodes favorables à leur genèse et contemporaines des aplanissements.

Le BAS-VIVARAIS calcaire apparaît donc comme une région propice à l'étude des phénomènes karstiques dont le nombre et la densité sont comparables à ceux des autres régions karstiques du sud de la FRANCE (voir tableau XXIII): c'est ce qui sera entrepris en DEUXIEME puis en TROISIEME PARTIE, respectivrement pour le karst actuel et le paléokarst.

III - CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE: SYNTHESE DES GRANDES ETAPES KARSTOGENETIQUES POST-URGONIENNES DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

A - LES FACTEURS KARSTOGENETIQUES.

On a proposé, à la fin du chapitre traitant de la paléoclimatologie, un schéma d'évolution de la dissolution maximale potentielle basé sur les seuls changements climatiques. Il est certain que le climat, essentiellement à travers la pluviosité et la productivité en CO_2 des sols, est le moteur principal de

toute karstification puisque l'agent érosif du calcaire n'est autre que l'eau météorique qui s'infiltre, chargée en gaz carbonique.

Il est néanmoins évident que d'autres facteurs externes au système karstique concourrent à moduler le pouvoir karstogénétique du climat:

- les périodes de mise sous contrainte tectonique des terrains calcaires sont favorables à la création ou au rejeu de fractures: celles qui jouent en failles normales ou en décrochements sont alors susceptibles d'être karstifiées;

- la proximité du niveau de base limite le creusement du karst en profondeur au profit de la karstification superficielle.

B - L'INFLUENCE DE LA TECTONIQUE.

1 - Les grands évènements tectoniques.

Du point de vue tectonique, 6 stades peuvent être individualisés dans le BAS-VIVARAIS calcaire:

- la phase fini-crétacée qui, depuis le Néocomien, a conduit à l'émersion généralisée des terrains crétacés, tout en ayant créé les premières familles de fractures et ébauché certaines structures tectoniques majeures (bombement du plateau de SAINT-REMEZE): cette phase de contrainte aurait duré jusqu'à la fin du Crétacé, soit de 120 à 65 MA, sans que des épisodes tectoniques paroxysmiques ne s'y marquent;

- une période probablement peu active entre les phases fini-crétacée et pyrénéo-provençale, soit du Paléocène à l'Eocène supérieur, de 65 à 43 MA;

- la phase compressive pyrénéo-provençale qui a provoqué le rejeu de certaines des familles de fractures précédemment créées et accentué le bombement anticlinal du plateau de SAINT-REMEZE: elle a intéressé tout le Bartonien, soit de 43 à 35 MA environ;

- la phase de distension oligo-miocène qui a profondément affecté la région, avec l'effondrement du bassin d'ALES et de la vallée du RHONE, du Stampien au Tortonien (soit de 35 à 10 MA) avec un paroxysme au Stampo-Aquitanien, de 35 à 23 MA;

- la phase compressive rhodanienne de direction générale Est-Ouest dont la contrainte, perpendiculaire à celle de la phase pyrénéo-provençale, a permis le rejeu de nouvelles familles de fractures: elle a duré jusqu'au Pliocène inférieur, soit de 10 à 3 MA avec un net paroxysme au Pontien (de 6 à 5 MA);

- la poursuite au Plio-Quaternaire de l'effondrement de la vallée du RHONE et du bassin d'ALES (?), accompagnée de quelques mouvements néotectoniques au moins jusqu'au Riss, soit de 3 à 0 MA.

2 - Activité karstogénétique potentielle.

Les joints de stratification, qui représentent les discontinuités primaires, horizontales, d'un calcaire, sont relativement peu nombreux dans le cas d'un calcaire massif urgonien. La tectogénèse a alors un rôle fondamental dans la karstogénèse car elle engendre l'essentiel des discontinuités, surtout verticales, qui seront ultérieurement karstifiées.

L'activité karstogénétique potentielle (AKP) en rapport avec une phase tectonique sera donc liée à l'intensité de la tectogénèse et à sa durée. Le tableau XXIV tient compte de ces deux paramètres et classe les évènements tectoniques suivant leurs répercussions karstogénétiques probables:

* très forte répercussion (AKP = 4):
  - paroxysme de la distension oligo-miocène;
  - phase pyrénéo-provençale.

* forte répercussion (AKP = 3):
  - fin de la distension oligo-miocène;
  - phase fini-crétacée (peu intense mais longue).

AGE (MA)	DUREE (MA)	EVENEMENT	C/D	INT	AKP
80					
	15	Phase fini-crétacée	C	2	3
65					
	22	? ?	?	(0)	(0)
43					
	8	Phase pyrénéo-provençale	C	4	4
35					
	12	Distension oligo-miocène (paroxysme)	D	4	4
23					
	13	Fin de distension oligo-miocène	D	3	3
10					
	4	Début de phase rhodanienne	C	3	2
6					
	1	Phase rhodanienne (paroxysme)	C	4	2
5					
	2	Fin de phase rhodanienne	C	3	1
3					
	3	Néotectonique	D	1	0-1
0					

Tableau XXIV- LES GRANDES PERIODES TECTONIQUES DU BAS-VIVARAIS DEPUIS LE SANTONIEN ET LEUR INFLUENCE PROBABLE SUR LA KARSTOGENESE.

Légende: C/D = Compression/Distension
INT = Degré d'intensité de la tectogénèse (par ordre croissant)
AKP = Activité karstogénétique potentielle (par ordre croissant.

* répercussion moyenne (AKP = 2):
  - début de la phase rhodanienne;
  - paroxysme de la phase rhodanienne (intense mais bref).

* faible répercussion (AKP = 1):
  - fin de la phase rhodanienne;
  - néotectonique (?).

* répercussion nulle (AKP = 0):
  - période de calme tectonique (?) du Paléocène à l'Eocène moyen.

C - LE ROLE DU NIVEAU DE BASE KARSTIQUE.

A la suite de l'émersion des terrains urgoniens, deux transgressions majeures ont intéressé le BAS-VIVARAIS:

- l'une qui a débuté à l'Aquitanien et semble avoir cessé peu avant le Tortonien (de 25 à 12 MA);
- l'autre qui a occupé l'essentiel du Pliocène, de 4 à 2 MA.

A l'inverse un épisode fortement régressif s'est produit au cours du Messinien (de 6 à 5 MA): le bed-rock du "fleuve rhodanien" a probablement été entaillé jusqu'à - 236 m NGF dans le bassin de PIERRELATTE, ce qui témoigne de l'ampleur du phénomène. On a vu que la phase de creusement majeur du canyon de l'ARDECHE en était contemporaine et on peut supposer qu'il s'est alors produit un approfondissement important des réseaux karstiques, qu'ils aient eu, comme niveau de base, la paléo-ARDECHE, le "fleuve rhodanien" ou la mer miocène.

Suivant la position du paléo-niveau de base, l'érosion karstique engendrée par des conditions climatiques et tectoniques favorables a donc été soit limitée aux couches superficielles lors des périodes de transgression, soit portée en profondeur à la suite des épisodes de régression.

***Remarque**: il faut cependant noter, en ce qui concerne la régression messinienne dont le rôle karstogénétique a si souvent été invoqué, que le climat du BAS-VIVARAIS était alors chaud à tempéré chaud: la DMP correspondante*

(estimée à 31 mm/1000 ans), comparable à la valeur actuelle calculée à VALLON-PONT-D'ARC, n'a pu être responsable du creusement des gigantesques volumes karstiques que représentent, par exemple, les grottes de SAINT-MARCEL, de FOUSSOUBIE ou l'aven d'ORGNAC. Il s'est certainement produit un approfondissement considérable du karst en relation avec l'abaissement du niveau de base - et ce sont donc préférentiellement des réseaux verticaux qui se seraient développés à cette époque - mais les vides karstiques ainsi crées n'ont dû avoir qu'un volume restreint.

D - LES SURFACES D'APLANISSEMENT.

La conjonction d'une période de calme tectonique et de stabilité d'un haut niveau de base dans une ambiance rhexistasique engendre des processus d'érosion aréolaire: il en résulte la formation de surfaces d'aplanissement qui peuvent éroder une centaine de métres d'épaisseur de terrains. On assiste donc là non seulement à une paralysie de l'activité karstogénétique profonde, mais encore au démantèlement des couches superficielles précédemment karstifiées.

Deux surfaces d'aplanissement ont été identifiées dans le BAS-VIVARAIS calcaire:

- une surface supérieure post-bartonienne et antérieure au paroxysme distensif stampo-aquitanien, qu'on peut attribuer au Stampien inférieur (Sannoisien) entre 37 et 30 MA;

- une surface inférieure d'âge oligo-miocène dont le creusement ne peut prendre place qu'entre l'Aquitanien et le Messinien: du fait de la persistance des mouvements tectoniques au Miocène moyen en bordure de la vallée du RHONE, on a proposé de lui donner un âge tortonien (de 12 à 6,5 MA).

E - SYNTHESE DE LA PREMIERE PARTIE.

Le BAS-VIVARAIS calcaire a été présenté sous ses principaux aspects; il s'agit d'une région "charnière" à de nombreux points de vue:

- sa situation en bordure du domaine sédimentaire marin franc de la TETHYS, au Néocomien, et des terres émergées du MASSIF CENTRAL a permis l'installation d'une plate-forme carbonatée responsable du dépôt de près de 500 m d'épaisseur de calcaires urgoniens purs et massifs;

- elle a modérément subi les contrecoups de deux grandes phases compressives du cycle alpin, entrecoupées d'une distension généralisée, lesquelles ont créé de nombreuses structures faillées (parfois d'importance régionale comme la faille des CEVENNES) sans affecter de façon majeure l'agencement sub-tabulaire des terrains compétents;

- elle s'est trouvé en limite septentrionale de l'aire d'influence du climat méditerranéen, apparu au cours du Pliocène, et du climat tempéré froid qui sévissait plus au Nord et n'a pas subi de glaciation majeure au Quaternaire.

Tous ces faits ont concourru au développement d'une érosion fluvio-karstique qui a parfois atteint une ampleur exceptionnelle, qu'il s'agisse du creusement des fameuses gorges de l'ARDECHE, des réseaux karstiques géants de l'aven d'ORGNAC ou de ceux des grottes de SAINT-MARCEL et de FOUSSOUBIE.

Après une présentation hydrogéochimique et hydrodynamique du karst actuel, en DEUXIEME PARTIE, la fin de ce travail consistera en une caractérisation morphogénétique de l'ensemble du système karstique et paléokarstique du BAS-VIVARAIS calcaire. Les hypothèses qui seront alors proposées devront s'appuyer sur les bases chronologiques qui viennent d'être discutées et qui sont synthétisées dans le tableau XXV et résumées ci-dessous:

- les données climato-tectoniques manquent depuis l'émersion des terrains urgoniens jusqu'à la phase pyrénéo-provençale. Il ne semble cependant pas qu'il y ait eu de phase importante de karstification avant la période d'activité karstogénétique majeure du Bartonien à laquelle on pourrait attribuer les poches paléokarstiques, remplies d'argiles versicolores, découvertes à proximité de LAGORCE;

AGE (MA.)	DUREE (MA)	EVENEMENT	DMP	ECD	INT	NBK	ACTIVITE KARSTOGENETIQUE
80							
	15	Phase fini-crétacée	(30)	10,0	2	?	Faible (?)
65							
	22	? ?	64	31,2	0	?	Moyenne (?)
43							
	6	Phase pyrénéo-provençale	134	17,9	4	?	Très forte Paléokarst éocène
37							
	7	Surface supérieure	126	15,6	0-1	+	Démantèlement karstique
30							
	5	Paroxysme distensif oligo-miocène	64	7,1	4	(-)	Forte à très forte Karstification profonde(?) Paléokarst oligocène
25							
	13	Transgression miocène Fin de distension oligo-miocène	30	8,6	3	++	Karstification ralentie, probablement superficielle
12							
	5,5	Surface inférieure Début phase rhodanienne	25	3,1	1-2	+	Démantèlement karstique
6,5							
	1,5	Paroxysme compressif rhodanien Régression messinienne	29	1,0	4	--	Karstification faible mais approfondissement généralisé des réseaux
5							
	3	Transgression pliocène Fin phase rhodanienne	52	3,5	3	++	Karstification superficielle active
2							
	2	Néotectonique	49	2,2	1	0	Karstification actuelle, ralentie.
0							

Tableau XXV - SYNTHESE DES PRINCIPALES ETAPES KARSTOGENETIQUES DANS LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Légende: *DMP = Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)*
ECD = Epaisseur de calcaire dissout (cf. annexe I.5)
INT = Degré d'intensité de la tectogenèse
NBK = Position relative du niveau de base karstique
+ = Haut niveau de base
- = Bas niveau de base

- une deuxième karstogénèse importante a eu lieu au Stampien: un paléokarst de grandes dimensions y aurait été créé dont E. COULET (1975) aurait retrouvé des indices dans les sédiments lacustres du nord du bassin d'ALES;

- une phase d'approfondissement généralisé des réseaux karstiques a probablement été synchrone de la régression messinienne, avant que la mise en place du climat méditerranéen n'instaure, sur la région, un ralentissement de la karstogénèse: celui-ci a été préalablement masqué, au Quaternaire, par une augmentation de pluviosité liée à la position méridionale du BAS-VIVARAIS par rapport à l'inlandsis européen et à l'absence, jusqu'à la fin du Riss, de périodes de grand froid;

- depuis l'Holocène, on assiste à un retour à des conditions plus xériques caractéristiques d'un climat méditerranéen sub-humide, du fait de la proximité des reliefs cévenols et de la position septentrionale du BAS-VIVARAIS par rapport à l'aire méditerranéenne sensu stricto, ce qui engendre un régime pluviométrique irrégulier, à tendance semi-continentale, peu efficient sur la karstification.

DEUXIEME PARTIE

HYDROGEOLOGIE
DU PLATEAU DE SAINT-REMEZE

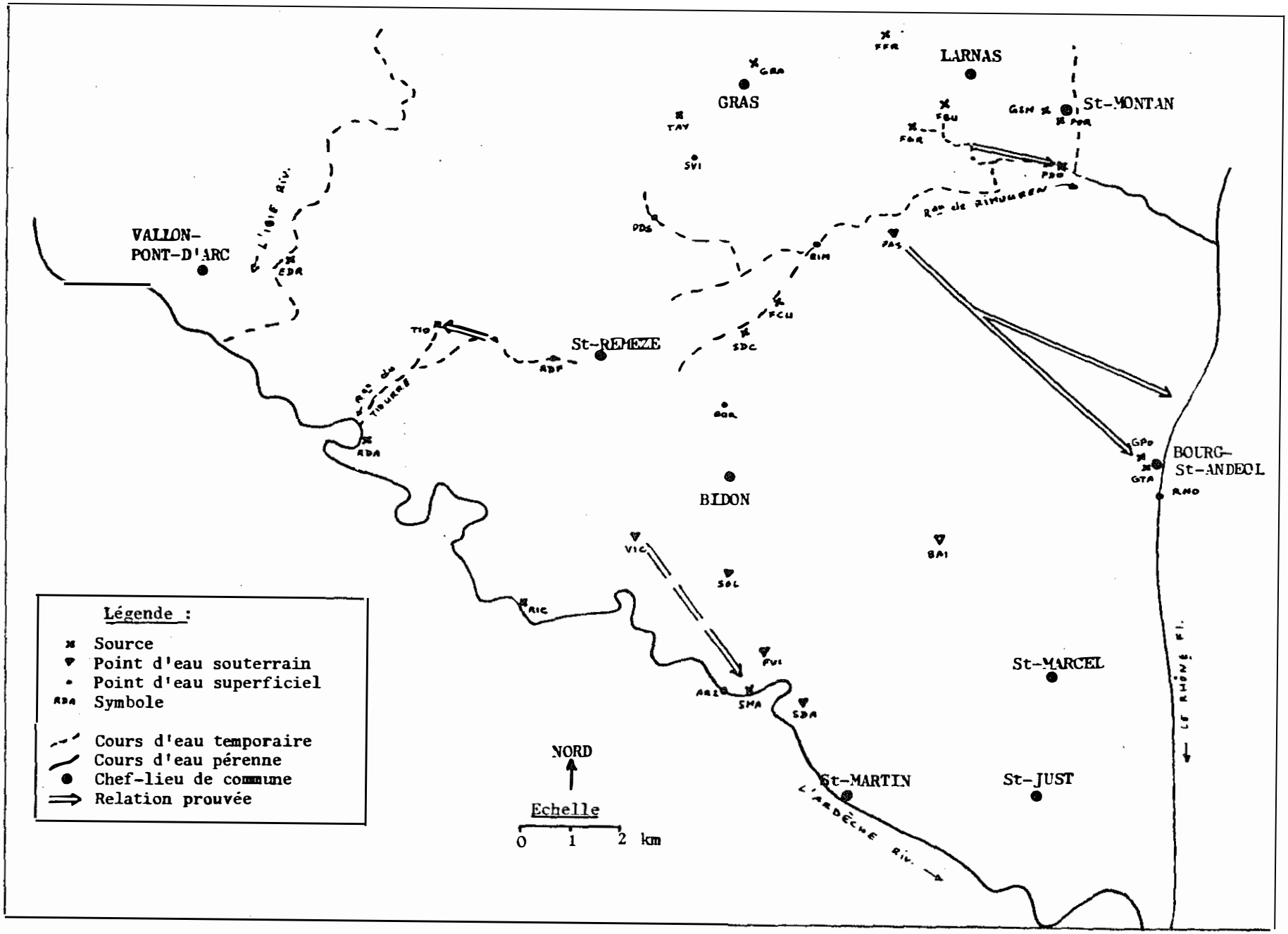


FIGURE 56 . LOCALISATION DES POINTS D'EAU ECHANTILLONNES.

SYMBOLE	NOM	COMMUNE	Alt.
AR2,AR3	ARDECHE (rivière)	BIDON	50
AUR	Puits de la plaine d'AURELE	BIDON	380
BAI	Aven du BAILLON	SAINT-MARCEL	180*
EDR	EVENT DE RIVES	LAGORCE	105
EFO	EVENT DE FOUSSOUBIE	SALAVAS	80
FBU	Fontaine des BUIS	LARNAS	290
FCU	Source de FONT-CUBERE	SAINT-REMEZE	320
FFR	Source de FONTFREYDE	GRAS	240
FGR	Source de FONT-GRAND	LARNAS	285
FVI	Fontaine VIERGE	BIDON	130*
GFO	GOULE DE FOUSSOUBIE	VAGNAS	200
GPO	GOUL DU PONT	BOURG-SAINT-ANDEOL	65
GSM	Grotte de SAINT-MONTAN	SAINT-MONTAN	125
GTA	GOUL DE LA TANNERIE	BOURG-SAINT-ANDEOL	65
PAS	Grotte de la PASCALOUNE	SAINT-MONTAN	190
PDO	Source du PONT-DOUBLE	SAINT-MONTAN	100
PDS	Ruisseau du pont du SAUTADOU	GRAS/SAINT-REMEZE	420
PL1,PL2	Eau de pluie	GRAS (SAINT-VINCENT)	385
POR	Source du PORTALET	SAINT-MONTAN	120
RDA	Source du rocher de l'AIGUILLE	VALLON-PONT-D'ARC	80
RDF	Ruisseau des FONTS	SAINT-REMEZE	300
RHO	RHONE (fleuve)	BOURG-SAINT-ANDEOL	45
RIC	Source de RICHEMALE	SAINT-REMEZE	55
RIM	Ruisseau de RIMOUREN	GRAS (RIMOUREN)	280
SDA	Grotte des SABLES D'ARGENT	SAINT-MARTIN	60
SDC	Source des CHENES	SAINT-REMEZE (PASTROUX)	340
SMA	Source de SAINT-MARCEL	BIDON	50
SOL	Réseau SOLVAY	BIDON	60*
SVI	Puits de SAINT-VINCENT	GRAS	380
TAY	Source de TAYSSE	GRAS	250
TIO	Source du TIOURRE	VALLON-PONT-D'ARC	260
VIC	Aven de VIGNE-CLOSE	SAINT-REMEZE	120*

Tableau XXVI - LISTE ET ALTITUDE DES POINTS D'EAU ECHANTILLONNES SUR LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE.

Remarque: - *Les altitudes sont données à ± 5 mètres sauf * (± 10 m)*
- *FVI et SOL sont deux réseaux actifs de la grotte de SAINT-MARCEL*

L'étude présentée ici concerne le système aquifère des sources de TOURNE captées pour le syndicat intercommunal de BOURG-SAINT-ANDEOL. A partir des caractéristiques géochimiques et hydrodynamiques du karst, un bilan hydrologique est proposé qui débouche sur le tracé des limites du bassin hydrogéologique, puis sur une carte de vulnérabilité.

I - CARACTERISATION GEOCHIMIQUE DES EAUX.

Les résultats cités correspondent à une série de 34 prélèvements effectués du 25 mars au 7 avril 1984 sur l'ensemble du plateau de SAINT-REMEZE (voir tableau XXVI et figure 56) et dont les analyses brutes sont présentées en annexe II.1.

A - LES DIFFERENTS TYPES D'EAU.

1 - Comparaison des diagrammes semi-logarithmiques.

Sur la figure 57, les eaux ont un faciès nettement bicarbonaté calcique et s'inscrivent logiquement (sauf les eaux météoriques) dans un environnement à dominante calcaire.

On peut distinguer en première approximation:

- les eaux météoriques, très peu minéralisées, mais relativement chargées en chlorures et en alcalins;

- les eaux drainant les marno-calcaires, très minéralisées, riches en alcalins et en sulfates dont l'exemple type est celui du ruisseau des FONTS dans lequel - à l'endroit de la prise d'échantillon - n'existe aucun écoulement en provenance des calcaires urgoniens;

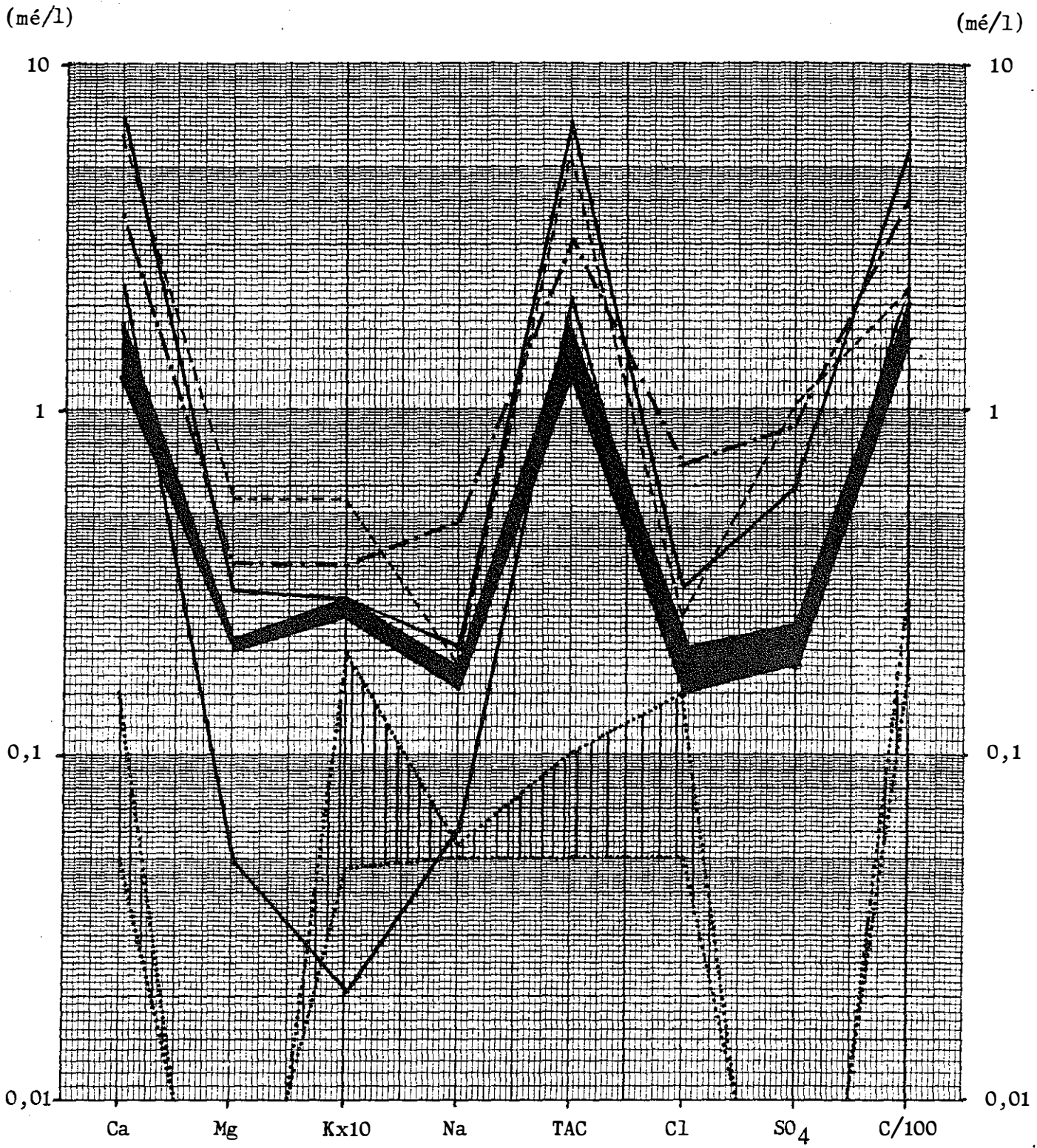


Figure 57- DIAGRAMMES D'ANALYSES SEMI-LOGARITHMIQUES DES PRINCIPALES FAMILLES D'EAUX DU PLATEAU DE SAINT-REMEZE (Mars-Avril 1984)

Légende : C Conductivité (µS/cm)
—— Eaux karstiques et karstiques mixtes
····· Eaux météoriques
---- Ruisseau des FONTS
▬▬ Ardèche (Février 1985 et Mars-Avril 1984)
—·—· Rhône (Février 1985)

- les eaux des cours d'eau allochtones, représentés par l'ARDECHE et par le RHONE. Les eaux de l'ARDECHE sont moins minéralisées que celles du karst ou du RHONE: malgré la traversée des "gras" jurassiques puis urgoniens, elle possède un faciès plus alcalin et moins carbonaté;

- les eaux karstiques aux caractéristiques intermédiaires entre celles des eaux météoriques et des cours d'eau allochtones: les variations des teneurs en ions alcalins permettent de définir une sous-famille d'eaux karstiques "mixtes", provenant d'un mélange probable d'eaux karstiques "pures" avec des eaux superficielles ou météoriques.

2 - Analyse en composantes principales.

2.1. Résultats globaux.

L'analyse a porté sur 34 individus (les échantillons d'eau du plateau) et 11 paramètres physico-chimiques. On a choisi une représentation dans le plan factoriel des axes I et II qui épuise 71,1 % de la variance totale de l'échantillon (voir figure 58).

Il n'apparaît pas de corrélation logique entre le facteur I qui explique 40,8 % de la variance totale, et les paramètres physico-chimiques: en opposant, sur le graphique des individus, les eaux météoriques aux eaux très minéralisées (RHONE et ruisseau des FONTS), ce facteur correspond, comme cela est fréquemment observé, à la minéralisation totale ou à la conductivité. On remarque qu'il met bien en évidence les deux familles d'eaux karstiques (pures et mixtes) précédemment définies.

Le facteur II (30,8 % de la variance totale) est par contre aisément explicable par le graphique des paramètres: il oppose les chloro-alcalins (Cl, Na, K) au "faciès calcaire", représenté par les bicarbonates (TAC), le calcium (Ca), la conductivité (C) et la température (T). En effet les eaux qui ont subi un long contact avec la matrice calcaire sont chaudes, par rapport aux eaux météoriques et superficielles car elles ont effectué un trajet souterrain, et bicarbonatées calciques.

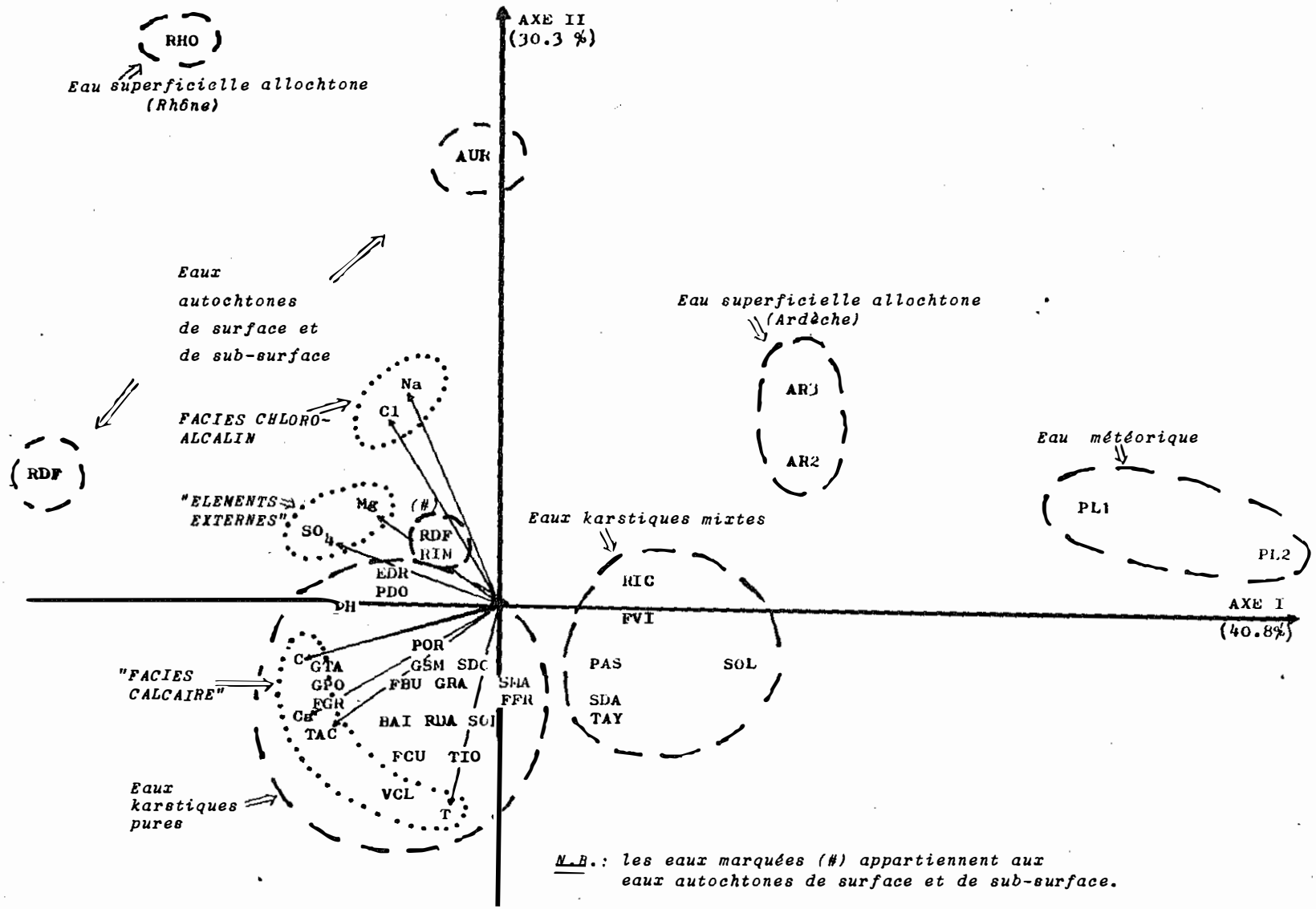


Figure 58. ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES DE LA GEOCHIMIE DES EAUX PRELEVEES EN MARS-AVRIL 1984 (PLAN FACTORIEL I-II).

Légende: VCL Echantillon d'eau ⟶ *Ca Paramètre physico-chimique*

Famille d'eaux ⋯ *Faciès*

Remarques:

- les échantillons des sources du FONT DOUBLE et de l'évent DE RIVES se séparent nettement du groupe des eaux karstiques pures: il s'agit, comme il sera vu plus loin, d'eaux karstiques contaminées par des apports superficiels;

- le groupe des "éléments externes" sera explicité par la suite: on note cependant que le magnésium est indépendant du "faciès calcaire", donc qu'il a une autre origine que la roche aquifère.

Cette méthode d'analyse des données confirme la subdivision de la population initiale en cinq principaux groupes:

- eaux météoriques, très peu minéralisées;
- eaux superficielles allochtones, hétérogènes (ARDECHE et RHONE) mais riches à très riches en chloro-alcalins;
- eaux karstiques mixtes, moyennement minéralisées et à "faciès calcaire";
- eaux de surface et de subsurface autochtones, moyennement à très minéralisées, riches en chloro-alcalins et en "éléments externes";
- eaux karstiques pures, généralement bien minéralisées et à "faciès calcaire" dominant.

2.2. Le groupe des eaux karstiques "mixtes".

Ce groupe est assez hétérogène au premier abord:

- les points d'eau de RICHEMALE et de SOLVAY sont en relation avec l'ARDECHE (L. BELLEVILLE, 1985 - R. COURBIS, Spéléo-Club d'AUBENAS, communication orale - R. MAZELLIER, 1971);

- l'échantillon récolté dans la grotte de la PASCALOUNE représente la percolation d'eaux météoriques recueillies goutte-à-goutte à la base des grands puits vers - 60 m (soit environ 150 m sous la surface du plateau);

- l'échantillon de FONTAINE-VIERGE provient d'une arrivée d'eau, dans les galeries supérieures de la grotte de SAINT-MARCEL, à environ 200 m sous la surface;

- la source de TAYSSE est un petit exutoire temporaire du haut plateau de SAINT-REMEZE, ne débitant en moyenne que quelques litres par minute;

- la grotte des SABLES D'ARGENT, occasionellement noyée par l'ARDECHE, s'ouvre au débouché de ses gorges.

Ces eaux ont une nature karstique mixte provenant soit d'un mélange avec des eaux superficielles peu minéralisées, en l'occurence l'ARDECHE (RICHEMALE, SOLVAY?, SABLES D'ARGENT) soit de l'infiltration rapide d'eaux météoriques (PASCALOUNE, TAYSSE, FONTAINE-VIERGE ?), ce qui les rend très vulnérables à d'éventuelles pollutions.

***Remarque**: les exutoires qui s'ouvrent, à plus de 180 m d'altitude, à la base d'une couche de calcaire inférieure à 70 m (limite générale de la décompression superficielle) peuvent représenterles écoulements "perchés" d'un éventuel aquifère épikarstique. Sept points d'eau correspondent à cette définition: les sources de FONT-GRAND, de FONTAINE DES BUIS, de FONT-CUBERE, du TIOURRE, de FONTFREYDE, de GRAS et l'aven du BAILLON. Sur la figure 58, il n'apparaît pas de relation nette entre chacun de ces points.*

2.3. Les cours d'eau autochtones.

Les eaux du ruisseau des FONTS apparaissent, à l'époque des mesures, parmi les plus minéralisées, exceptées en bicarbonates. Il s'agit là du seul point d'eau sourdant directement des marno-calcaires de l'Hauterivien supérieur, sans contact avec l'Urgonien au lieu de prélèvement, à l'ouest de SAINT-REMEZE. La solubilité des formations et leur richesse en magnésium et sulfates expliquerait la forte minéralisation observée, donc la position extrême du point représentatif sur l'axe I.

Pour le ruisseau de RIMOUREN et son affluent amont au PONT DU SAUTADOU, on est en présence d'eaux karstiques qui ont circulé sur les marno-calcaires, d'où une affinité certaine avec le groupe des eaux karstiques pures.

2.4. Les cours d'eau allochtones.

Si l'échantillon d'eau de l'ARDECHE se place logiquement entre ceux des eaux météoriques et karstiques dont il est un mélange, il n'en est pas de même de celui du RHONE: ses eaux sont très minéralisées et très riches en chloro-alcalins, probablement d'origine industrielle (pollutions).

B - CLASSIFICATION ET REPARTITION SPATIALE DES PARAMETRES HYDROGEOCHIMIQUES.

Les interprétations qui suivent résultent d'une classification des eaux au moyen d'histogrammes fréquentiels spécifiques pour chaque élément physico-chimique. La population soumise à cette analyse ne comprenant que 22 échantillons en provenance du karst, il n'était pas souhaitable de multiplier les classes; les éléments considérés montrant une distribution unimodale, plus ou moins asymétrique, on a choisi de définir au maximum trois classes par élément en fonction des paramètres statistiques simples que sont la moyenne (X) et l'écart-type (σ) de chaque distribution (voir tableau XXVII):

- classe inférieure : valeurs $< X - \sigma$
- classe moyenne : $X - \sigma <$ valeurs $< X + \sigma$
- classe supérieure : valeurs $> X + \sigma$

On a ensuite tracé les limites de ces classes sur des cartes afin de visualiser la répartition spatiale des éléments.

1 - Température.

La figure 59 montre des eaux froides en relation probable avec le réseau superficiel ou les précipitations (PASCALOUNE, RICHEMALE, PONT-DOUBLE, source des CHENES, *évent* de RIVES). On remarquera que l'isotherme "12 °C", que l'on peut

PARAMETRE	MOYENNE	ECART-TYPE	COEFFICIENT DE VARIATION	CLASSE MOYENNE	UNITE
Température	12,4	0,74	6,0	11,6-13,1	°C
Conductivité	404	79	19,6	325-483	µS/cm
Calcium	100,5	22,8	22,7	77,7-123,3	mg/l
Bicarbonates	288,2	67,8	23,5	220,4-356,0	mg/l
Magnésium	1,72	0,82	47,4	0,90-2,54	mg/l
Sulfates	18,7	5,5	29,6	13,2-24,2	mg/l
Potassium	0,38	0,24	64,2	0,14-0,62	mg/l
Sodium	2,34	0,74	31,5	1,60-3,08	mg/l
Chlorures	6,9	1,6	23,8	8,5	mg/l
pH	7,55	0,22	2,9	7,33-7,77	/
ΔpH	0,31	0,15	49,1	0,16-0,46	/
pCO_2	$1,62.10^{-2}$	$0,90.10^{-2}$	55,3	$7,20.10^{-3}$-$2,52.10^{-2}$	atm

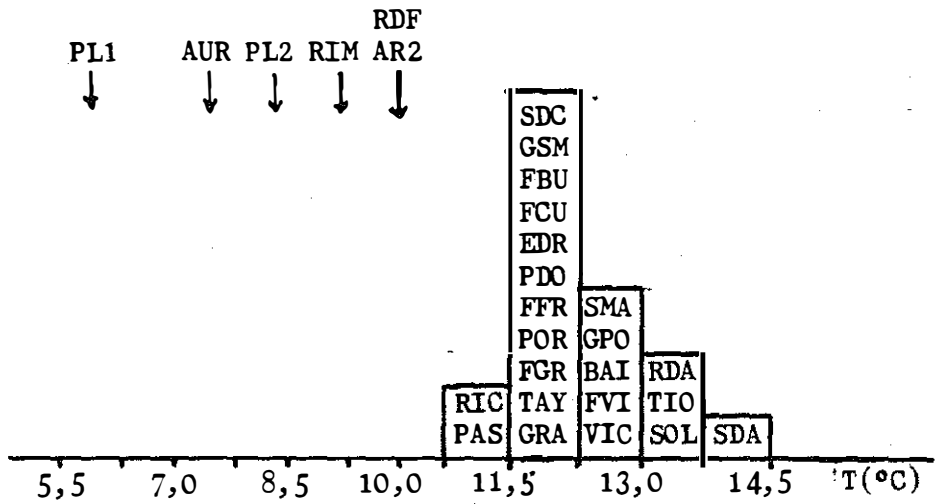
Tableau XXVII - PRINCIPAUX PARAMETRES DE LA DISTRIBUTION DE FREQUENCE DES EAUX KARSTIQUES EN FONCTION DE L'ELEMENT PHYSICO-CHIMIQUE CONSIDERE.

Remarques: *- le coefficient de variation est exprimé en %*
- l'eau prélevée dans la grotte de la PASCALOUNE (PAS), n'appartenant pas à la zone saturée, n'a pas été prise en compte dans ces calculs.

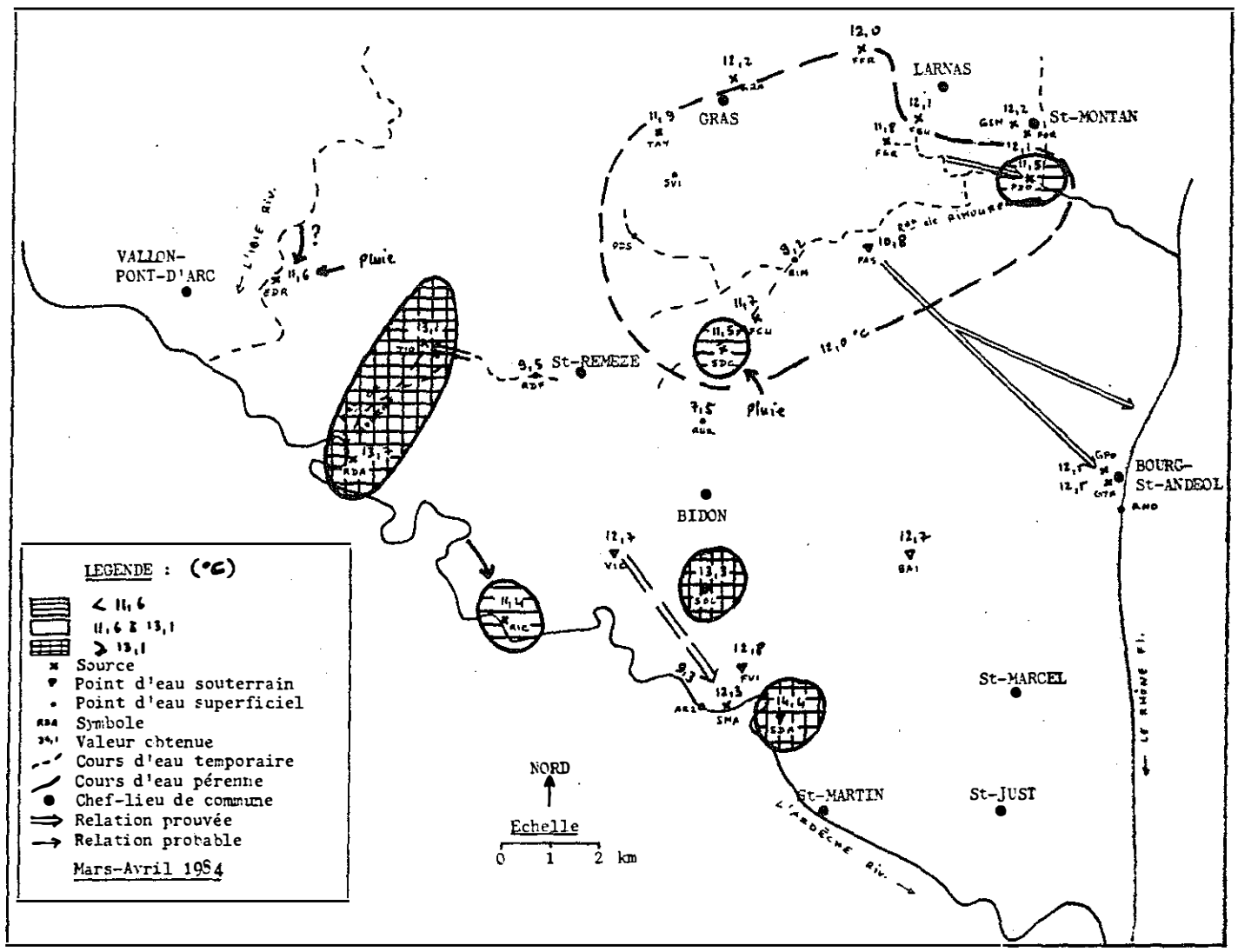
PARAMETRE	GPO	ARD	MELANGE (1/1)	RIC	UNITE
Température	12,5	9,3	10,9	11,4	°C
Conductivité	470	160	/	300	µS/cm
Calcium	116	25	70,5	64	mg/l
Bicarbonates	332,5	76,3	204,4	195,2	mg/l
Magnésium	3,6	2,5	3,1	3,0	mg/l
Sulfates	27,4	11,5	19,5	10,1	mg/l
Potassium	0,678	0,991	0,835	1,008	mg/l
Sodium	3,09	3,98	3,54	2,96	mg/l
Chlorures	5,3	5,3	5,3	5,3	mg/l
pH	7,30	7,60	/	7,4	/
ΔpH	0,19	-0,77	/	-0,17	/
pCO^2	$2,14.10^{-2}$	$2,67.10^{-4}$	/	$4,40.10^{-3}$	atm

Tableau XXVIII - COMPOSITION CHIMIQUE THEORIQUE DES EAUX KARSTIQUES MIXTES (EN MELANGE 1/1 AVEC LES EAUX DE L'ARDECHE) ET COMPARAISON AVEC LA SOURCE DE RICHEMALE.

Légende: *GPO = GOUL DU FONT*
ARD = ARDECHE
RIC = Source de RICHEMALE



a . Histogramme



b. Carte

FIGURE 59 . REPARTITION DES TEMPERATURES

tracer sur le plateau de SAINT-REMEZE, circonscrit l'essentiel de l'épikarst décrit plus haut.

Les eaux plus chaudes se répartissent soit au sein de réseaux karstiques (SOLVAY, SABLES D'ARGENT) soit à proximité de - ou sur un - grand accident (ROCHER DE L'AIGUILLE, TIOURRE): elles pourraient traduire des circulations lentes et suffisamment profondes pour avoir acquis une température d'équilibre dans la zone d'hétérothermie annuelle.

2 - Conductivité.

2.1. Eaux de surface et de sub-surface.

Du fait de la simplicité des mesures effectuées in situ avec un conductivimètre de terrain et de la représentativité de la conductivité par rapport à la minéralisation globale d'une eau karstique (M. BAKALOWICZ, 1979), une première campagne de mesures systématiques sur tous les points d'eau avait été réalisée, de novembre 1983 à mars 1984. Les principaux résultats sont présentés ci-dessous:

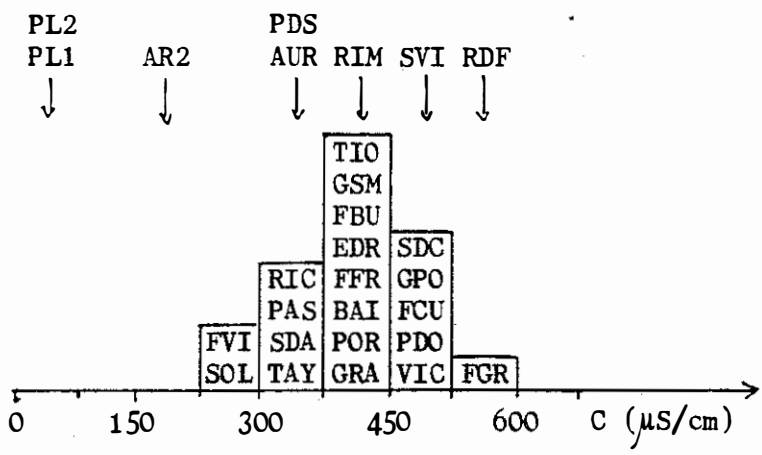
- les cours d'eau autochtones et les nappes phréatiques des formations superficielles développées sur les calcaires urgoniens (eaux de subsurface) se marquent par des fortes conductivités (420 à 830 µS/cm);

- le RHONE a des eaux de conductivité moyenne (410 µS/cm);

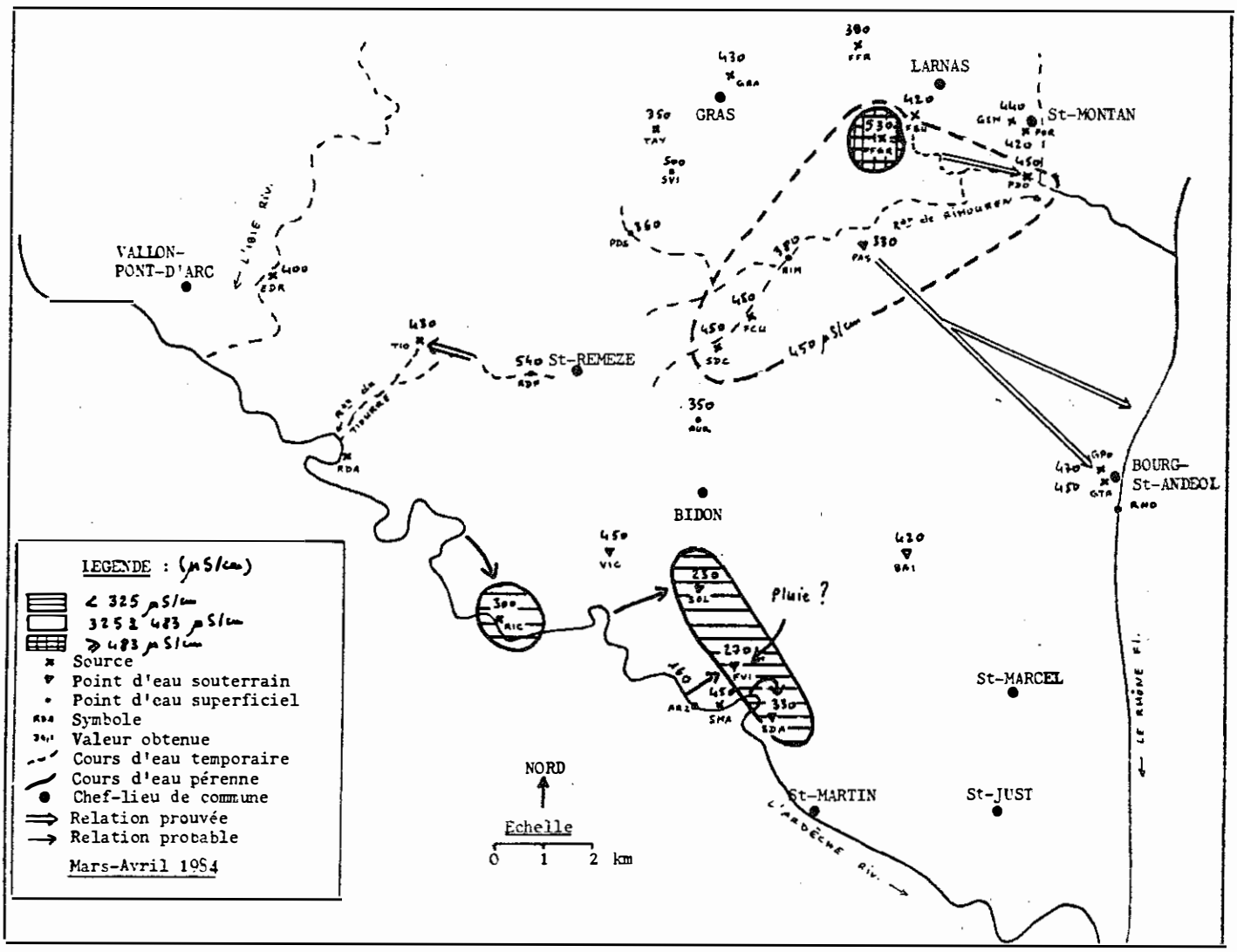
- les eaux de percolation à travers les formations superficielles (380 µS/cm), celles de l'ARDECHE (110 à 180 µS/cm) et les eaux météoriques (17 à 44 µS/cm) s'individualisent par des conductivités faibles.

2.2. Eaux karstiques.

Sur la figure 60, on note que la courbe d'isoconductivité "450 µS/cm" isole une partie de l'aquifère épikarstique du plateau. Les eaux peu minéralisées se concentrent en bordure de l'ARDECHE où elles correspondent aux eaux karstiques mixtes.



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 60 . REPARTITION DES CONDUCTIVITES.

3 - Calcium et bicarbonates (figures 61 et 62).

Ces deux ions ont été groupés car ils traduisent l'acquisition de l'essentiel du faciès géochimique des eaux à partir de la roche réservoir: ils représentent en effet, à eux seuls, plus de 86 % de la minéralisation totale (en milliéquivalents par litre) de l'ensemble des eaux karstiques et plus de 90 % si l'on excepte les zones de mélange.

La répartition de ces deux éléments correspond à celle de la conductivité, mais l'épikarst se marque moins nettement, ses valeurs étant du même ordre de grandeur que celles du reste du karst. Les fortes valeurs du petit réseau actif de VIGNE-CLOSE traduiraient son appartenance à la zone saturée de l'aquifère karstique malgré l'altitude élevée de l'eau au lieu de prélèvement (150 à 160 m): plusieurs hypothèses peuvent être invoquées, dont celle d'un niveau de base local représenté par le mur de la tranche épikarstique décomprimée, par une vire marneuse ou par un changement de faciès ou de biozone dans l'Urgonien.

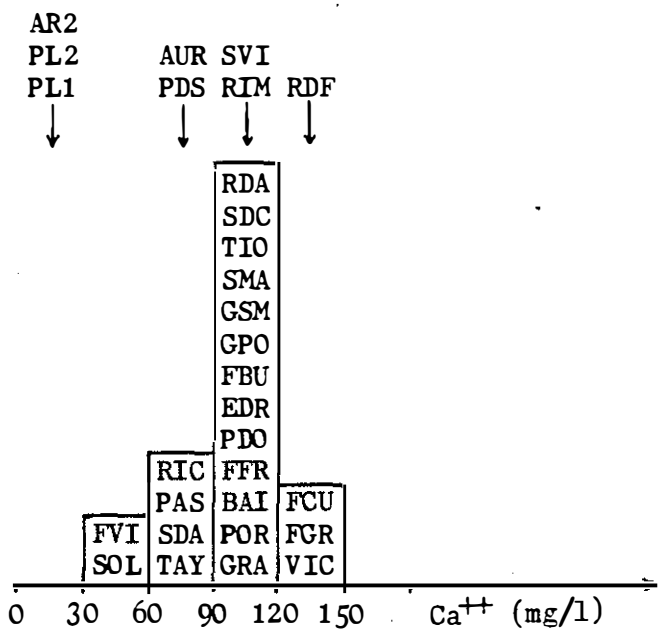
4 - Magnésium et sulfates.

Bien que n'ayant pas la même origine, ces ions sont groupés sur le graphique de l'analyse en composantes principales sous le terme d'"éléments externes": M. BAKALOWICZ (1979) considère qu'il s'agit d'ions nécessitant tous deux une longue durée d'acquisition, contrairement aux deux précédents. Ils pourraient indiquer les secteurs à circulation lente ou longue au sein de la zone saturée (sources de TOURNE, sources de SAINT-MONTAN, *évent* de RIVES).

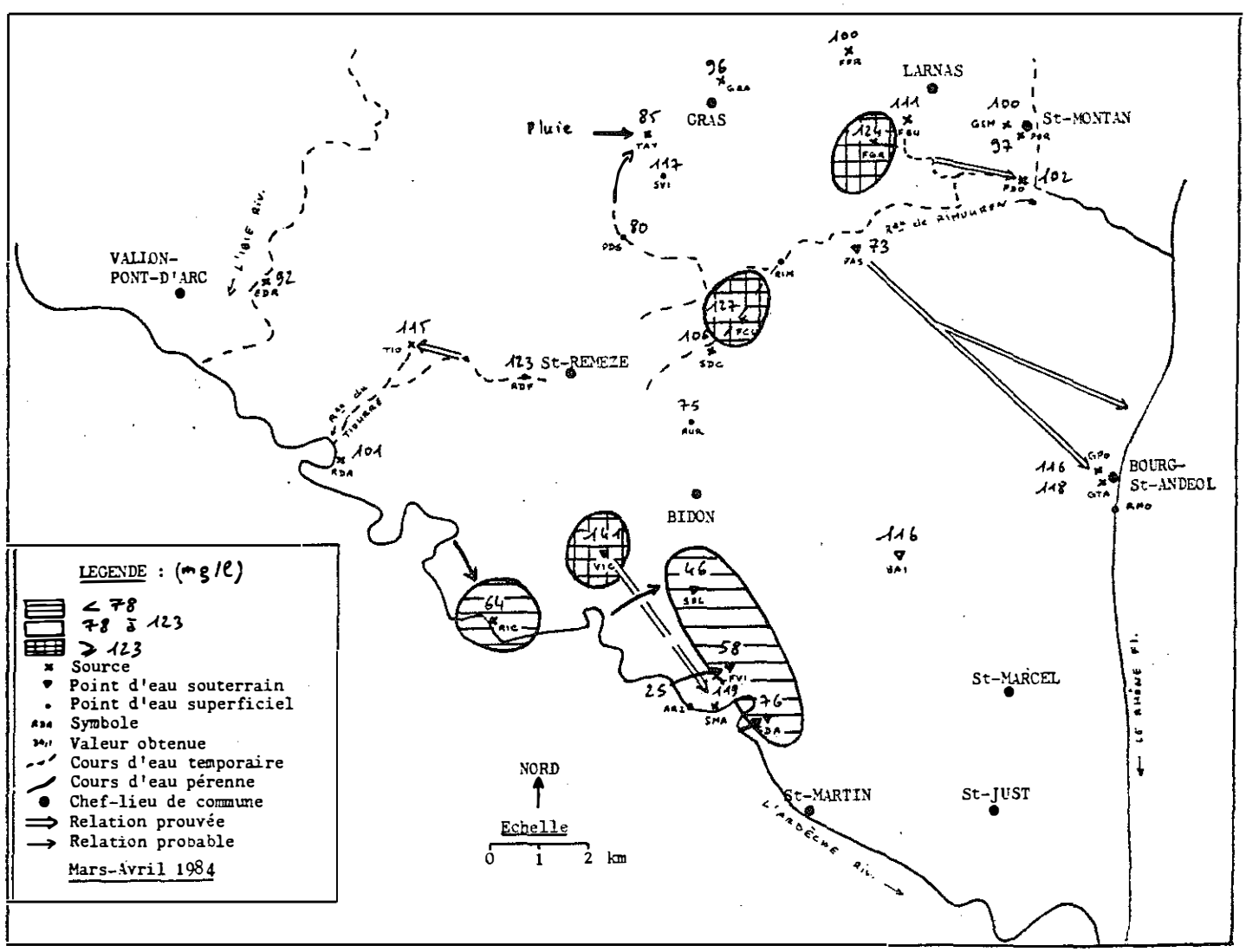
4.1. Le magnésium (figure 63).

Les calcaires urgoniens sont très purs quel que soit leur faciès et on a vu, dans le chapitre traitant de la stratigraphie, qu'il n'existait que de rares bancs de dolomie, isolés et peu épais, à la surface du plateau. Cela explique que les teneurs en magnésium soient toutes inférieures à 4 mg/l.

Les eaux superficielles étant plus chargées en magnésium, on peut invoquer un lessivage des terrains marno-calcaires de l'Hauterivien supérieur et du Barrémien inférieur (ruisseaux autochtones) ou des zones cristallines en amont

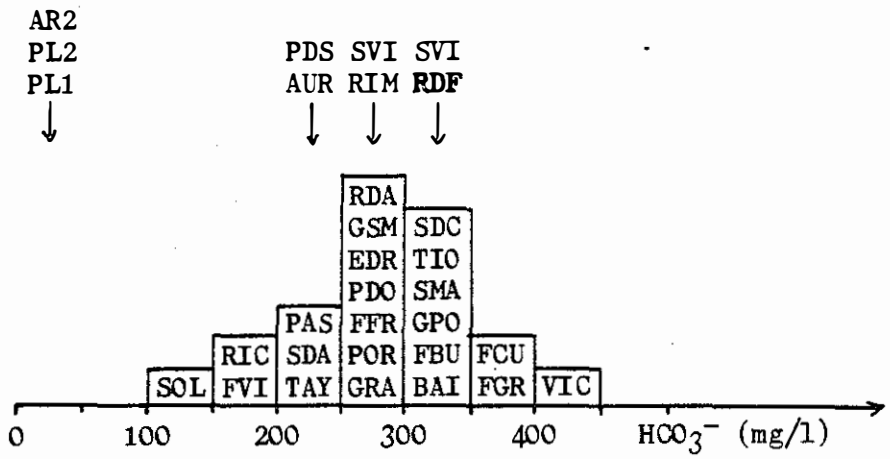


a. Histogramme

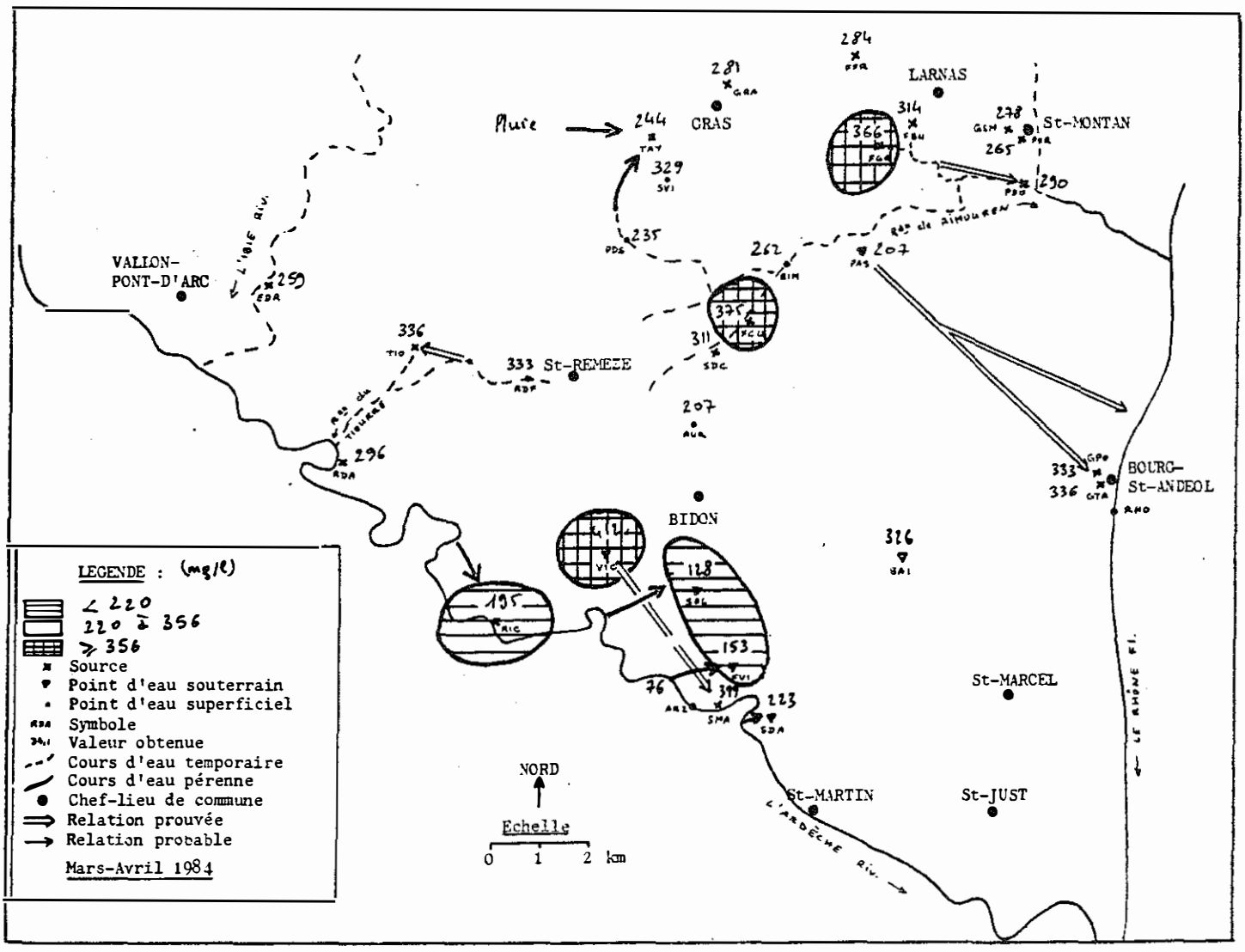


b. Carte

FIGURE 61 . REPARTITION DU CALCIUM.

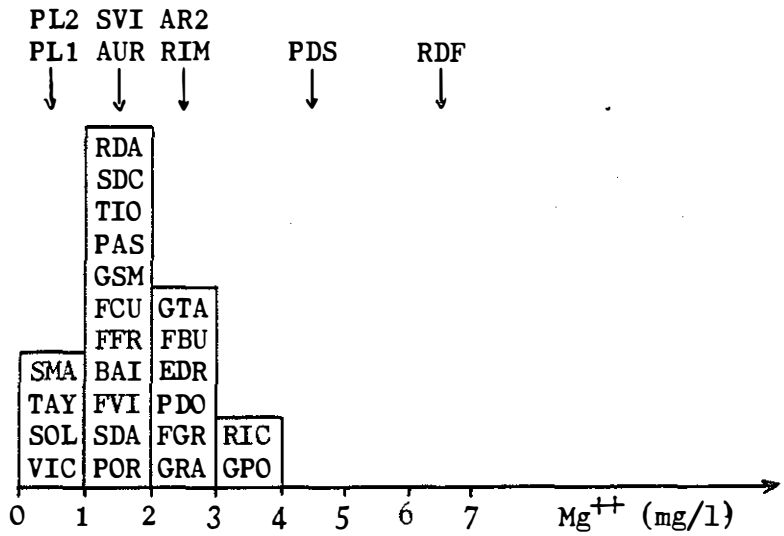


a. Histogramme

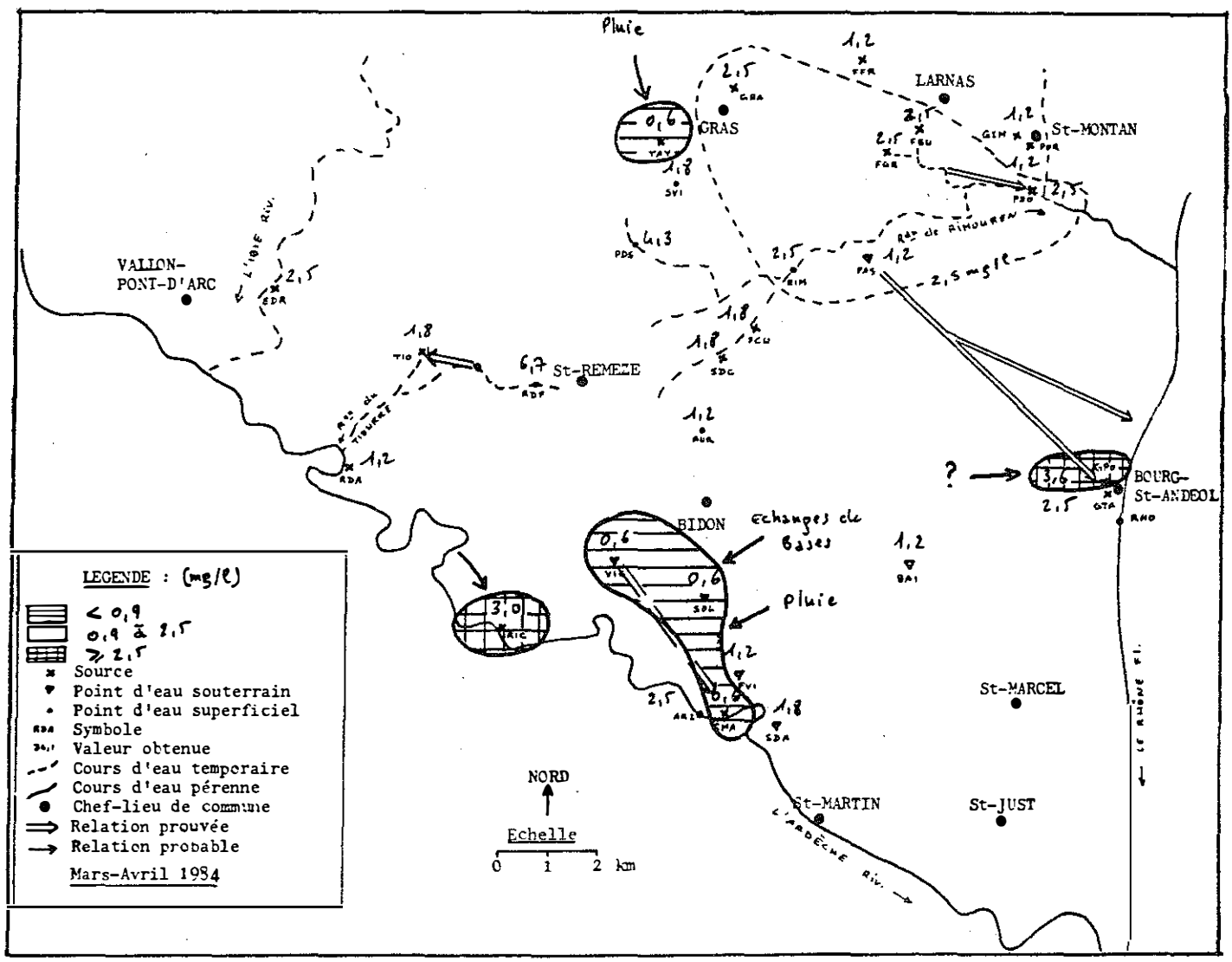


b. Carte

FIGURE 62 . REPARTITION DES BICARBONATES.



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 63 : REPARTITION DU MAGNESIUM.

(cas de l'ARDECHE et du RHONE): les fortes valeurs des eaux de la source de RICHEMALE confirmeraient ainsi sa relation avec. l'ARDECHE. Les faibles concentrations observées à SOLVAY et à VIGNE-CLOSE pourraient être imputables à des phénomènes d'échanges de base avec les argiles de remplissage, abondantes au sein du réseau karstique (voir le cas de la grotte de SAINT-MARCEL).

L'influence des eaux météoriques se ferait sentir à la source de TAYSSE, tandis qu'il est possible d'individualiser une partie de l'épikarst au moyen de la courbe d'iso-concentration "2,50 mg/l". En ce qui concerne les fortes concentrations des sources de TOURNE, on peut envisager là une conséquence de l'importance de la zone noyée, reconnue sur plus d'1 km en amont des exutoires (M. BAKALOWICZ, 1979).

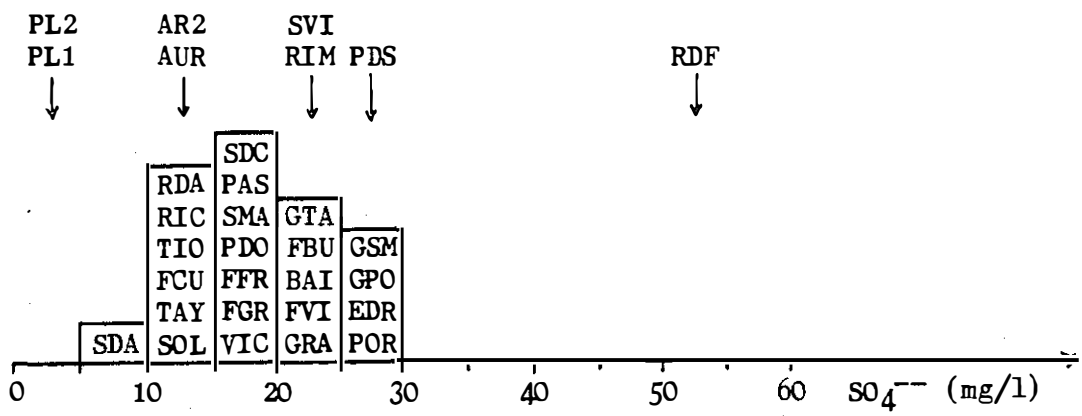
Remarque: *il est important de préciser que les concentrations en magnésium ont été obtenues par soustraction des teneurs en calcium à celles du titre hydrotimétrique de l'eau (dosages par complexométrie).*

4.2. Les sulfates (voir figure 64).

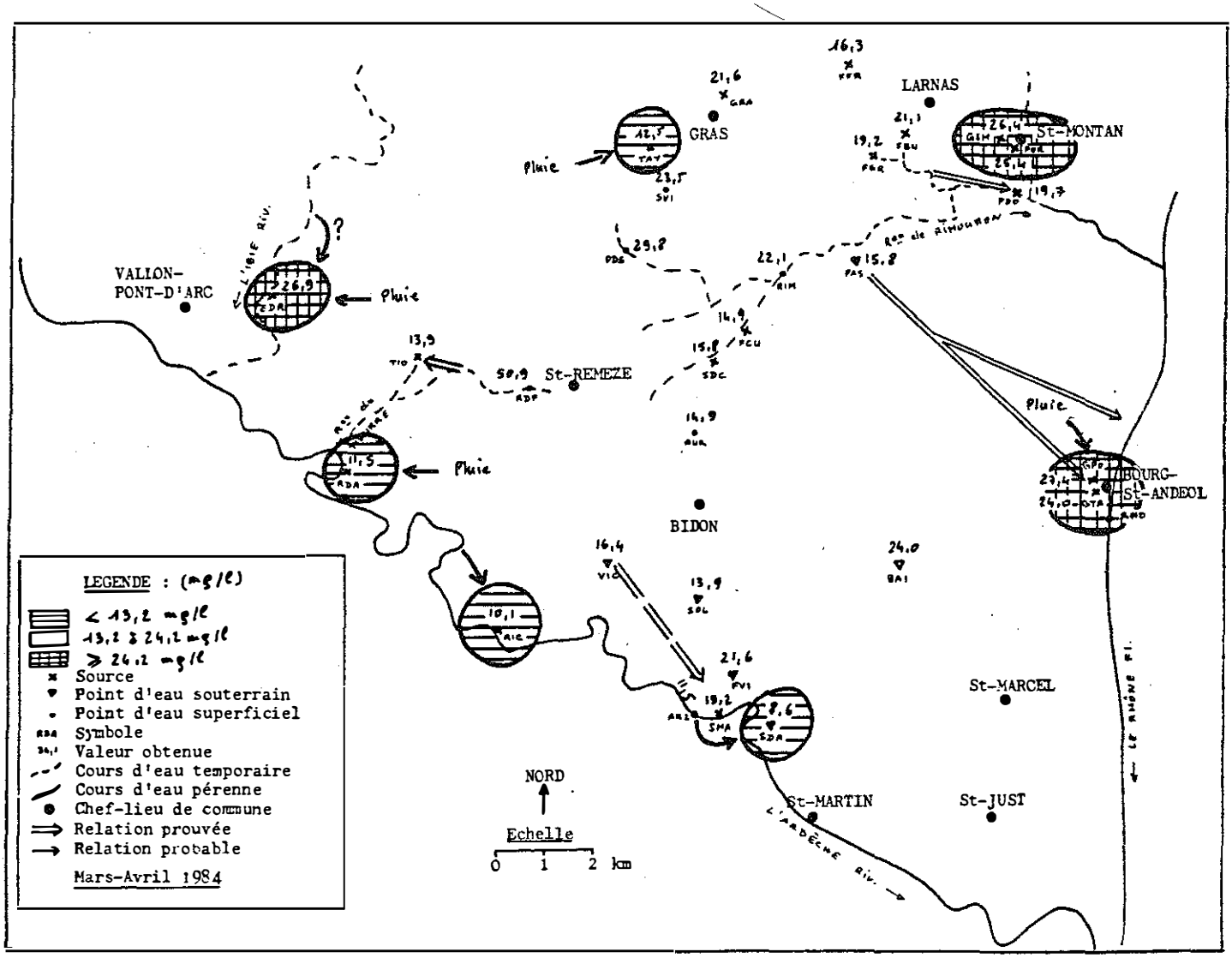
Pour M. BAKALOWICZ, les sulfates présents dans les eaux du système karstique du BAGET (ARIEGE) tirent leur origine de l'oxydation des sulfures. Les calcaires urgoniens étant très purs, les sulfates ne peuvent provenir ici que des terrains non carbonatées formant le coeur de la structure anticlinale du plateau, le mur de l'aquifère karstique ou son toit lorsqu'il existe des formations superficielles (plaine de SAINT-VINCENT-DE-GRAS, alentours de LARNAS, plaine d'AURELE, dépôts de loess bordant la vallée du RHONE, ...): cela semble confirmé par les teneurs de 30 à 50 mg/l mesurées dans les ruisseaux autochtones qui circulent à la surface du plateau.

Il sera seulement noté deux observations intéressantes:

- les faibles teneurs des sources de RICHEMALE, du ROCHER DE L'AIGUILLE, de TAYSSE, du réseau des SABLES D'ARGENT et, dans une moindre mesure, de SOLVAY témoignent de nouveau en faveur d'infiltrations d'eaux météoriques ou de l'ARDECHE;



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 64 . REPARTITION DES SULFATES.

- les fortes teneurs des sources de TOURNE et de l'*évent* de RIVES traduiraient là encore l'importance des circulations en zone noyée: mais elles peuvent être liées à des percolations à travers le manteau de loess ou d'alluvions qui recouvre ici les calcaires urgoniens.

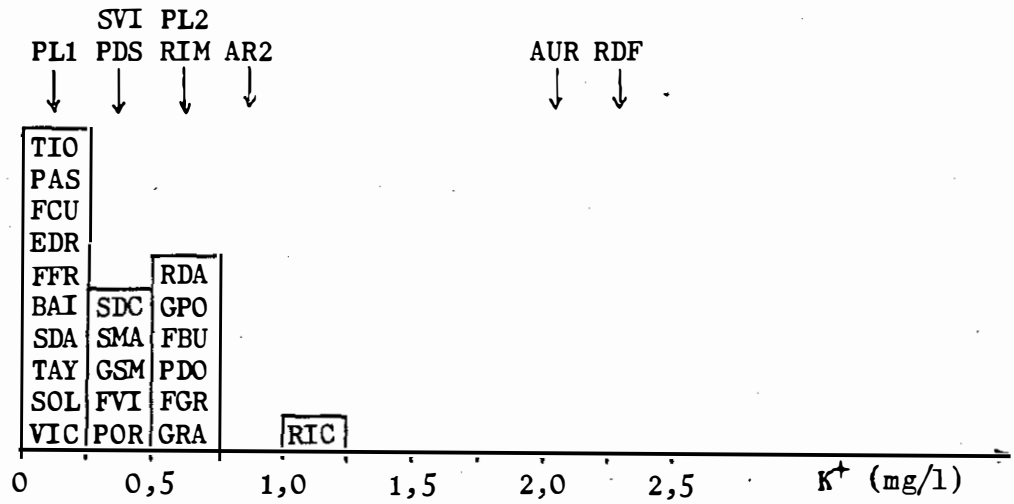
5 - Potassium.

Le potassium est un ion externe au réservoir karstique mais présent dans les précipitations, dans le réseau hydrographique et dans les terrains argilo-marneux précédemment décrits. Sa teneur dans les eaux météoriques peut même, en fonction du type de pluie, dépasser celle des eaux karstiques (0,79 mg/l dans les pluies du 28 mars au 1er avril 1984).

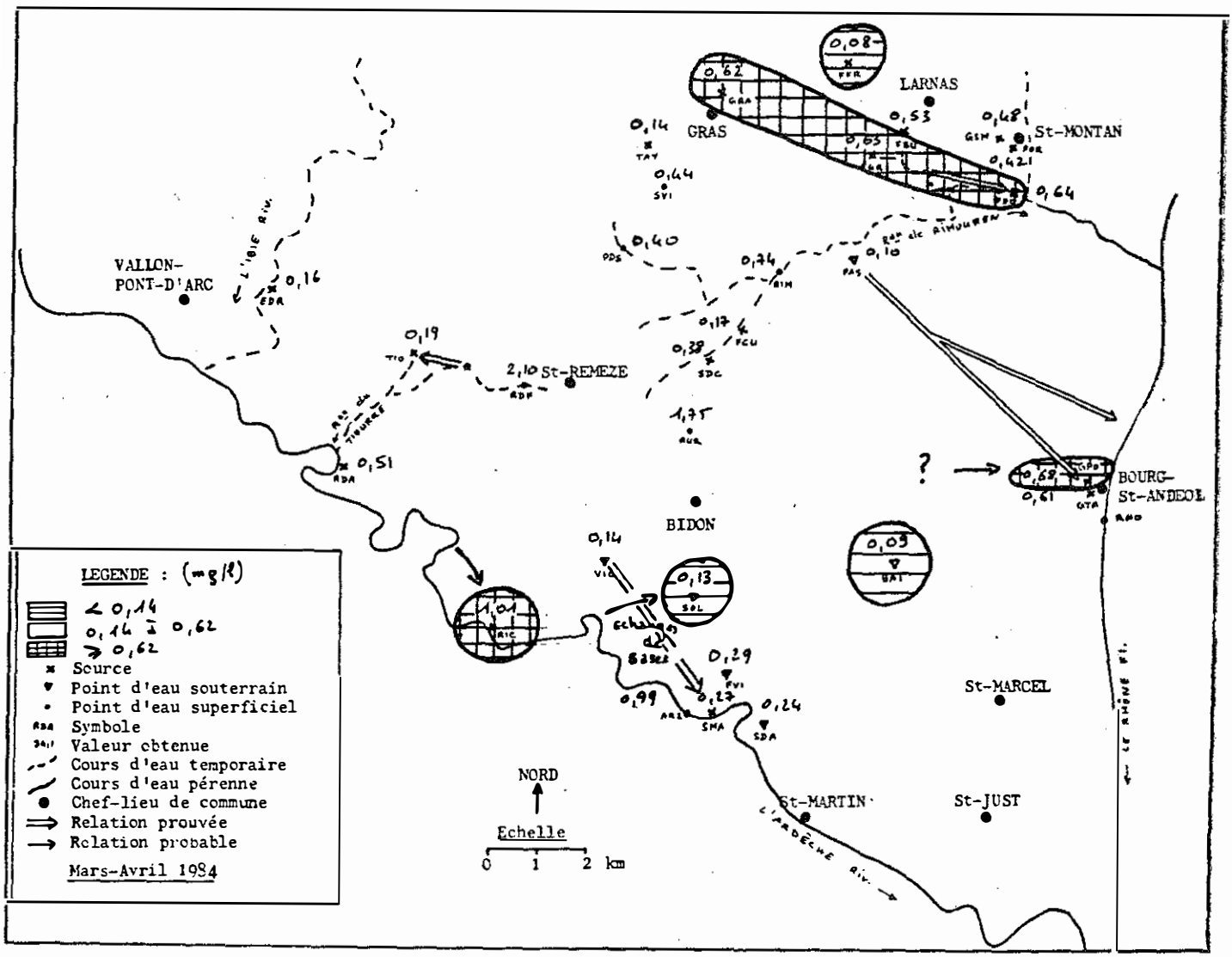
On peut donc proposer les hypothèses suivantes pour expliquer les anomalies de concentrations observées (voir figure 65):

- infiltration d'eaux superficielles pour les sources de RICHEMALE et du PONT-DOUBLE;
- percolations d'eaux météoriques pour les sources de FONT-GRAND, de GRAS, du GOUL DU PONT et du GOUL DE LA TANNERIE.

Ces deux derniers exutoires, du fait de la profondeur de leur zone noyée reconnue par plongée (- 50 m à - 60 m NGF), pourraient être temporairement contaminés par les eaux de la nappe alluviale du RHONE proche (celui-ci renfermant près de 1,5 mg/l de potassium): cela impliquerait qu'il existe des relations entre ces deux aquifères et que le karst ne soit pas en charge par rapport aux nappes alluviales. La première condition est potentiellement satisfaite car l'Urgonien a été rencontré en sondage sous la vallée du RHONE et son plongement est lié à une zone de flexure, ce qui n'introduit pas, dans ses couches, de discontinuité comparable à celle créée par une faille. La seconde condition peut cependant être rejetée car le trop-plein que constituent les sources est à une altitude relative de 10 m par rapport au RHONE.



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 65 . REPARTITION DU POTASSIUM.

6 - Chlorures.

On n'a distingué que deux classes de concentration autour de la valeur moyenne de 6,9 mg/l (voir figure 66).

La teneur des eaux souterraines en chlorures avoisine celle des eaux météoriques (1,8 à 5,3 mg/l) sauf lorsque des infiltrations en provenance des cours d'eau autochtones (renfermant de 7 à 11 mg/l de chlorures) ou des formations superficielles argilo-marneuses les contaminent. Une augmentation des teneurs des eaux épikarstiques par évapotranspiration est possible mais n'apparait pas sur la carte.

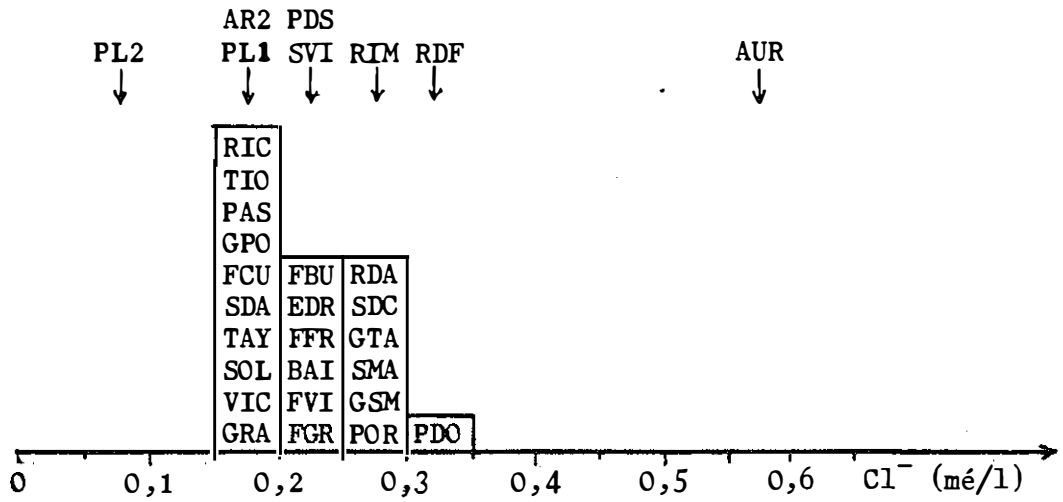
Il faut noter que les chlorures sont de bons marqueurs de pollution domestique et que le caractère ponctuel des anomalies observées serait en accord avec une telle hypothèse: dans ce cas, la première classe de concentration correspondrait à la teneur normale des eaux karstiques et la seconde traduirait des contaminations par des apports superficiels.

7 - Sodium.

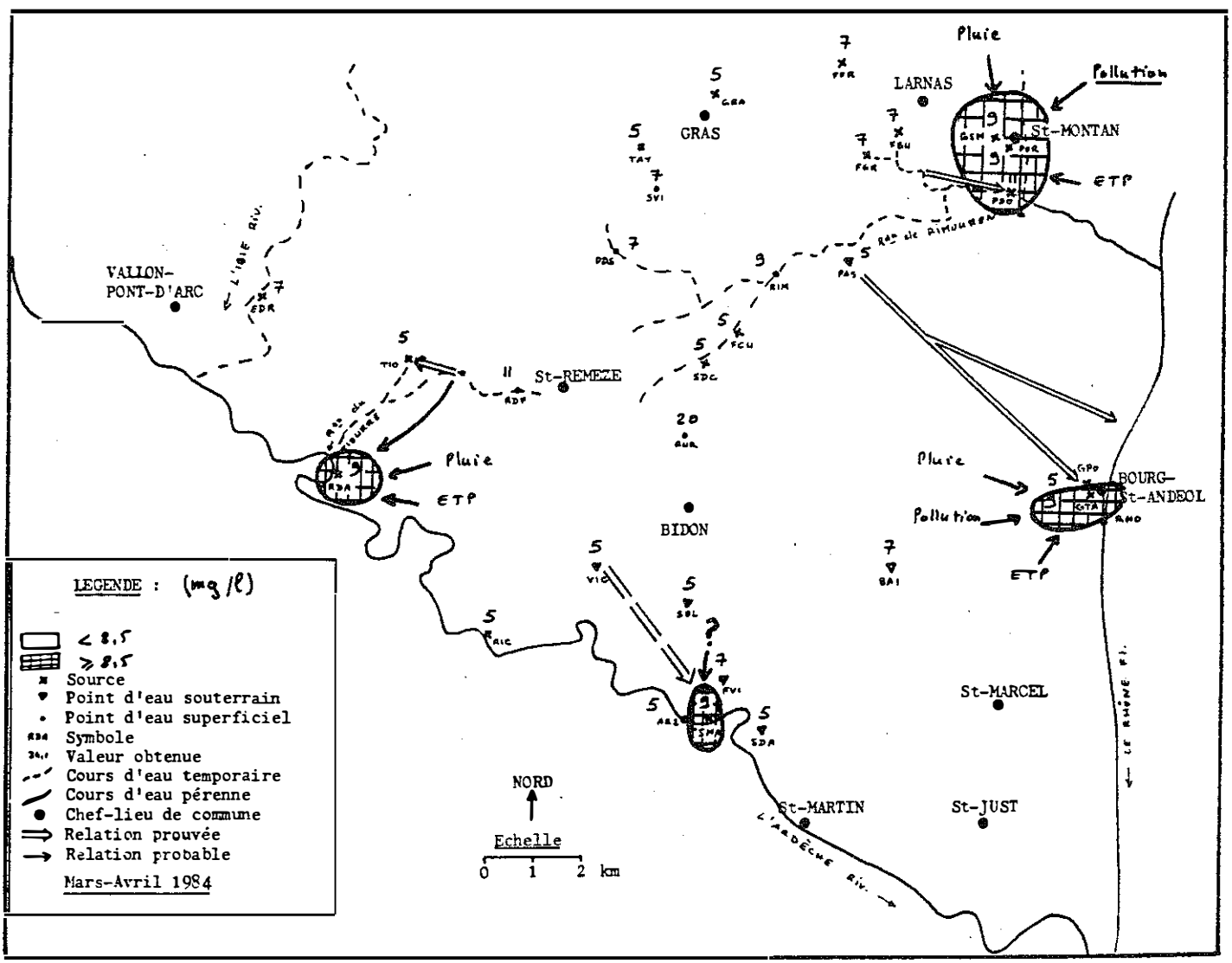
Les quatre sources dont les eaux sont les plus concentrées sont l'EVENT DE RIVES, le GOUL DU PONT, la résurgence du PONT-DOUBLE et la source de RICHEMALE (voir figure 67). Il semble définitivement acquis qu'une relation existe ici avec les eaux de surface par infiltration d'eaux superficielles (pertes ou percolations) ou résiduaires (zones habitées).

La faible concentration observée à la source de TAYSSE confirmerait l'importance de la participation des précipitations à son écoulement, peut-être par absorption directe des eaux de pluie au niveau de zones lapiazées.

Enfin les points d'eau échantillonnés dans l'épikarst et dans la grotte de SAINT-MARCEL indiqueraient, par leurs concentrations peu élevées en cet élément, l'existence de phénomènes d'échanges de base avec les argiles de remplissage, ce qui pourrait éventuellement masquer l'effet d'infiltrations d'eaux plus concentrées à partir de l'ARDECHE.

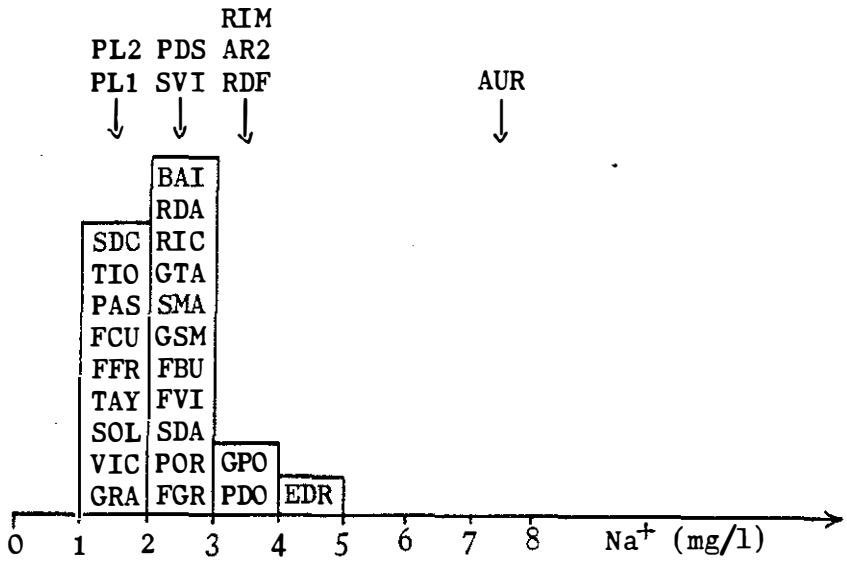


a. Histogramme

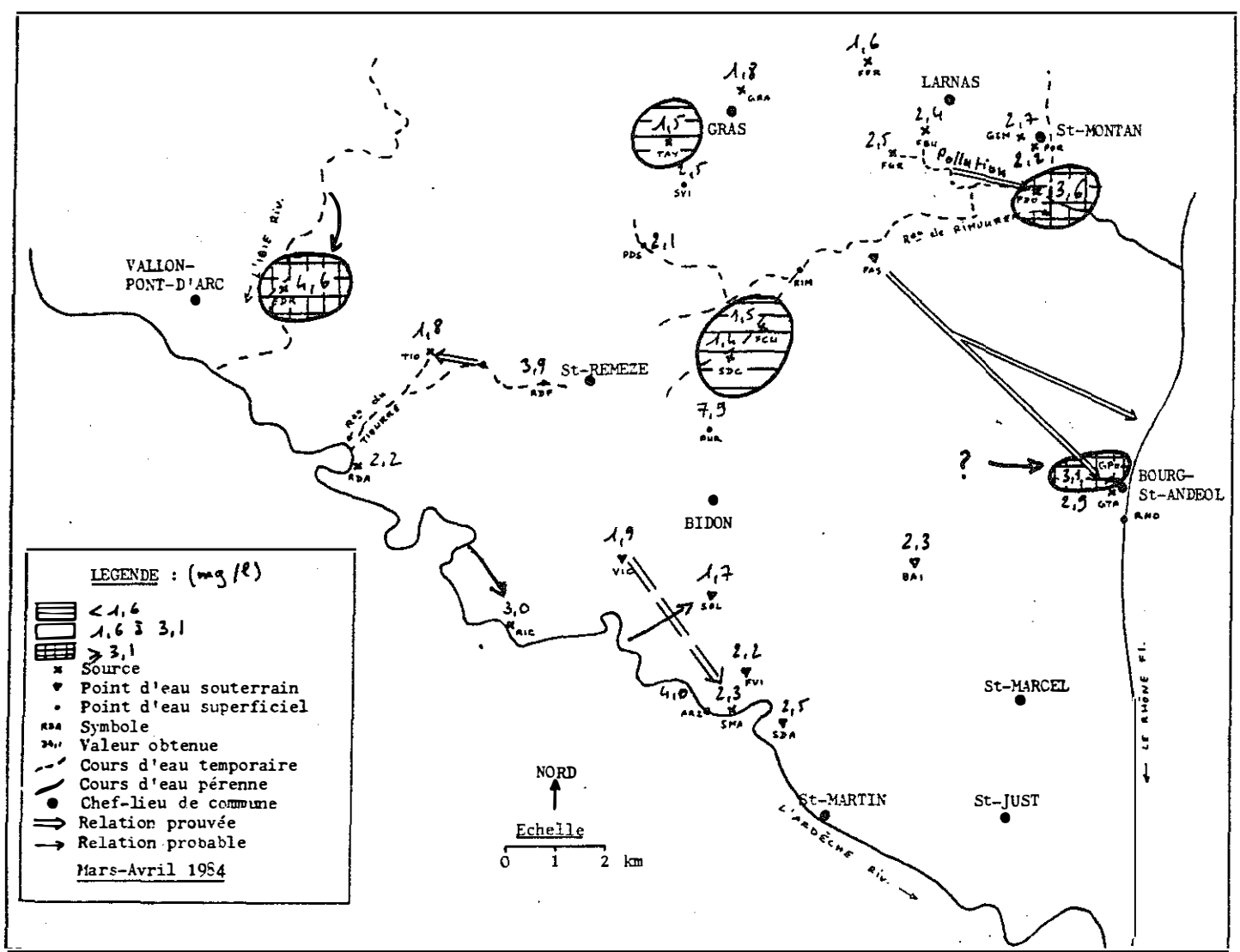


b. Carte

FIGURE 66 . REPARTITION DES CHLORURES.



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 67 . REPARTITION DU SODIUM.

8 - pH et ΔpH.

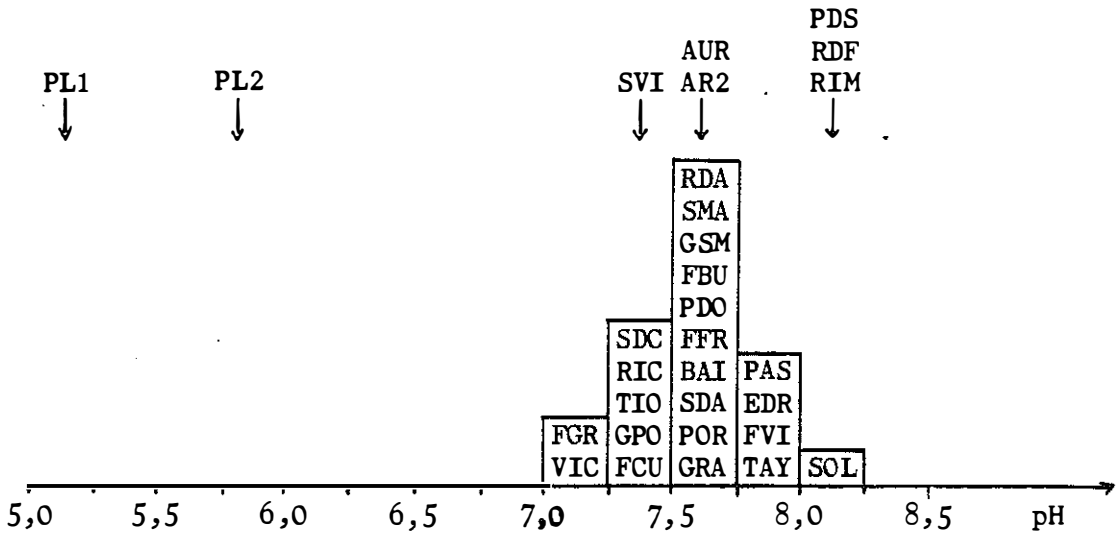
Pour toutes les eaux, le pH a été mesuré en laboratoire quelques jours après le prélèvement sur le terrain et n'a donc qu'une valeur indicative. A partir de la température et de la composition chimique des eaux, on a pu calculer le pH théorique à saturation (pH_s) et le comparer au pH mesuré par la relation: $\Delta pH = pH - pH_s$.

Des eaux sursaturées auront donc un ΔpH positif et des eaux sous-saturées un ΔpH négatif, indépendamment de leur caractère acide ou basique. Ainsi les eaux de FONTAINE-VIERGE et de SOLVAY, qui présentent les valeurs de pH les plus élevées (voir figure 68), n'apparaissent que modérément sursaturées (voir figure 69) contrairement à celles du BAILLON ou de l'*évent* de RIVES. Ce pourrait être, pour ces deux derniers, l'indice d'une lente circulation des eaux au sein du réseau karstique dont ils constituent un exutoire ou un simple regard: pour l'aven du BAILLON, le niveau de l'eau se trouvait à environ 40 m sous la surface du sol au moment de la prise d'échantillon, mais les spéléologues qui le connaissent mentionnent plus de 20 m de fluctuation de charge et le considèrent comme une cheminée d'équilibre dépendant d'un réseau plus vaste (R. COURBIS, Spéléo-Club d'AUBENAS, communication orale), ce que confirmerait l'importance de la sursaturation de ses eaux ($\Delta pH = + 0,59$).

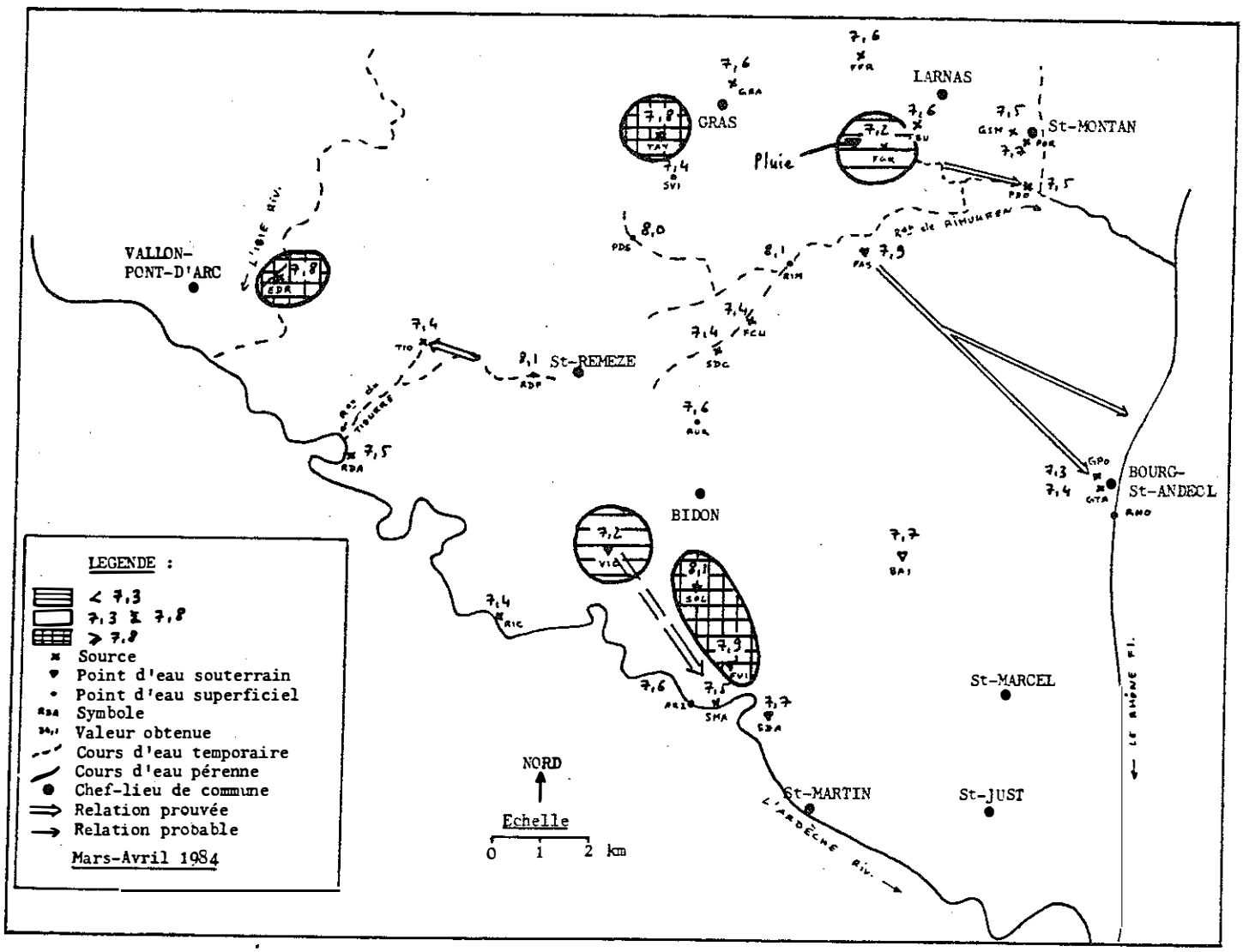
La source de FONT-GRAND possède des eaux proches de la neutralité et faiblement sursaturées qui traduiraient des circulations souterraines rapides et l'absence de réserves karstiques importantes en amont de cet exutoire.

9 - pCO_2 équilibrante.

La teneur des eaux en gaz carbonique équilibrant a été calculée en fonction de leur géochimie et exprimée en pression partielle de CO_2 (pCO_2): l'absence de mesures de pH in situ ne nous permet d'accorder aux valeurs obtenues qu'une signification d'ordre de grandeur. Ainsi l'histogramme fréquentiel ne comporte-t'il que quatre classes: la valeur moyenne présente un fort coefficient de variation (57,4 %) qui reflète les origines diverses des eaux prises en compte (voir figure 70).

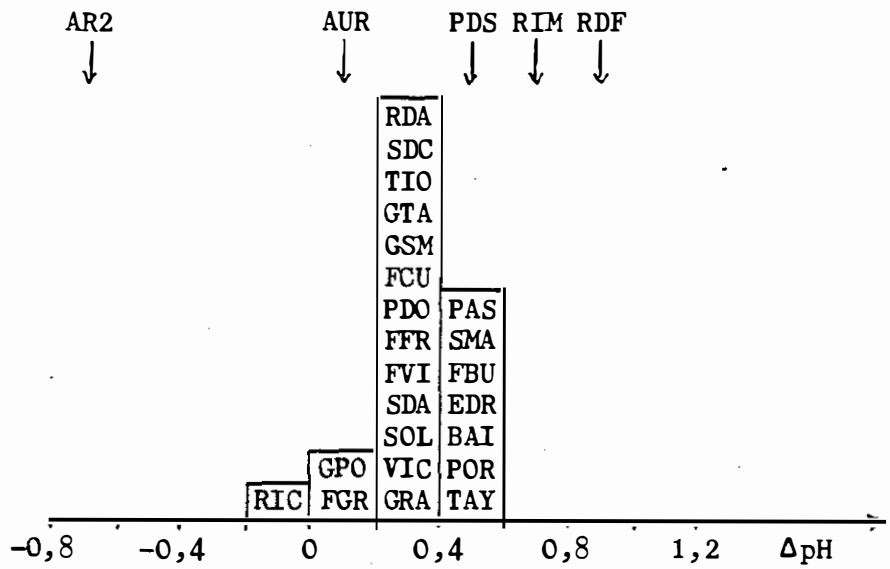


a. Histogramme a. Histogramme

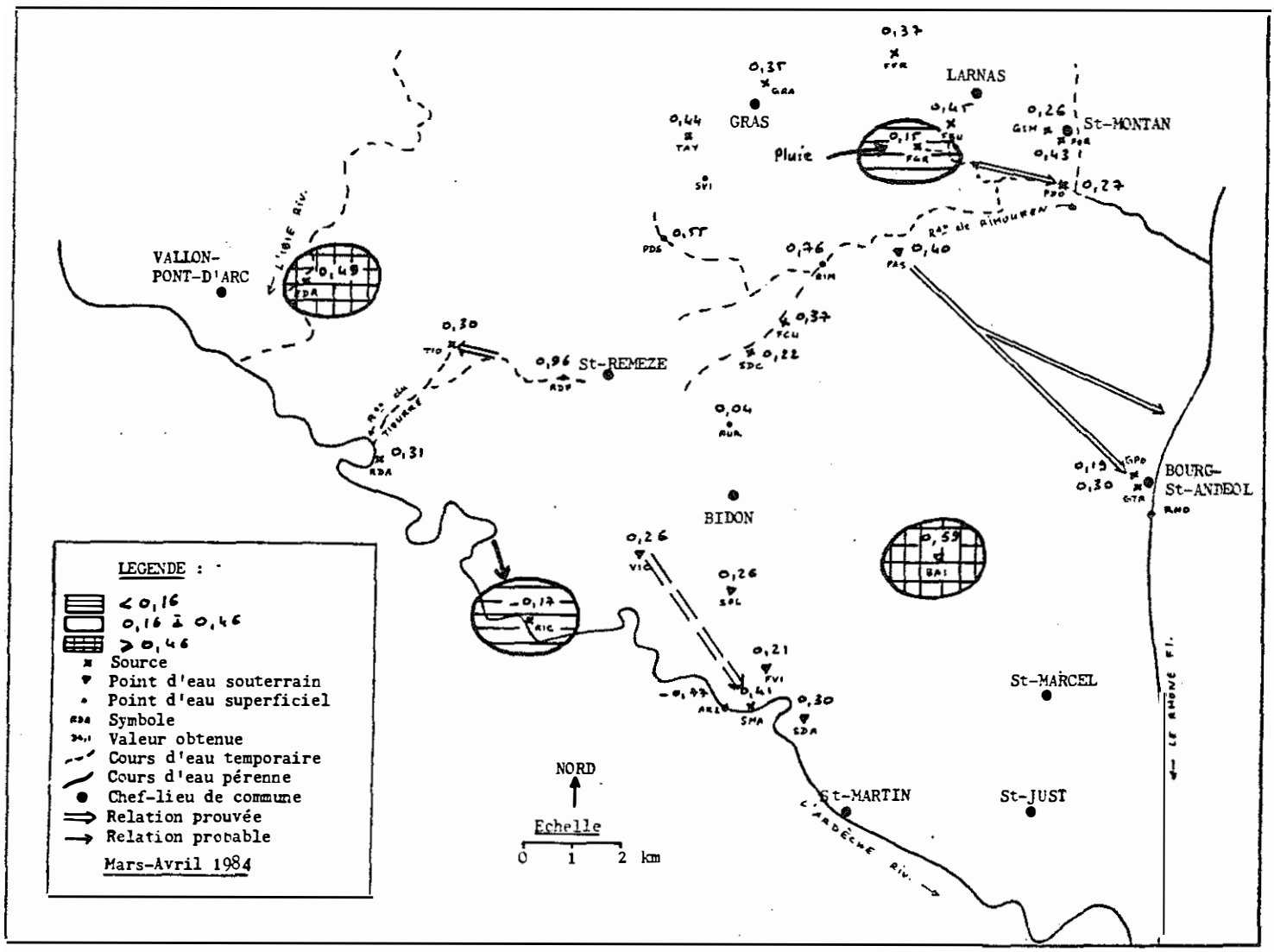


b. Carte

FIGURE 68 . REPARTITION DU pH.



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 69 . REPARTITION DU ΔpH.

Dans l'atmosphère, la pression partielle de CO_2 est considérée comme constante et voisine de $3 . 10^{-4}$ atm: de ce fait, les eaux superficielles et de subsurface se marquent toutes par des valeurs de pCO_2 de l'ordre de 10^{-3} à 10^{-4} atm, à l'exception du ruisseau des FONTS échantillonné à proximité de sa source. Les eaux de percolation de la grotte de la PASCALOUNE appartiennent également à cette gamme, de même que celles de RICHEMALE, SOLVAY et FONTAINE-VIERGE: il n'existe donc plus de doute sur l'existence de relations entre ces points d'eau et la surface.

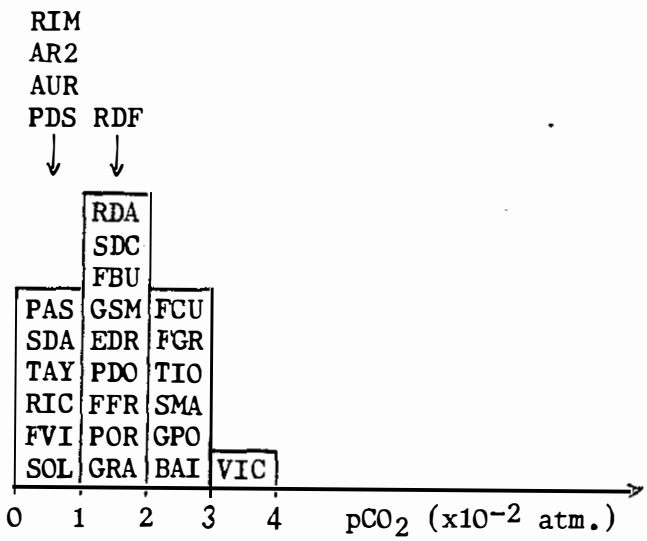
Le cas de la grotte des SABLES D'ARGENT résulterait de relations de même type avec, peut-être, un séjour souterrain plus important des eaux et/ou l'absence d'une zone noyée continue: dans ce cas il existe en effet une "atmosphère souterraine" dont P. RENAULT a montré qu'elle était riche en CO_2 et pour partie responsable des fortes valeurs de pCO_2 généralement caractéristiques des eaux karstiques (M. BAKALOWICZ, 1979).

A l'exception des eaux en relation avec la surface, la zone structurale III montre des valeurs de pCO_2 supérieures à celle de la zone structurale II: on peut penser que la densité de fractures dans la zone II favoriserait les infiltrations d'eaux superficielles et météoriques, d'autant que, par leur orientation dominante, de très nombreuses fractures recoupent le cours de l'ARDECHE où elles doivent induire des pertes. En revanche, certaines circulations à la faveur de grands accidents du faisceau cévenol, liés aux accidents du socle, pourraient s'enrichir en CO_2 d'origine profonde: cela expliquerait les trés fortes valeurs de pCO_2 observées à proximité de LARNAS, RIMOUREN et BIDON.

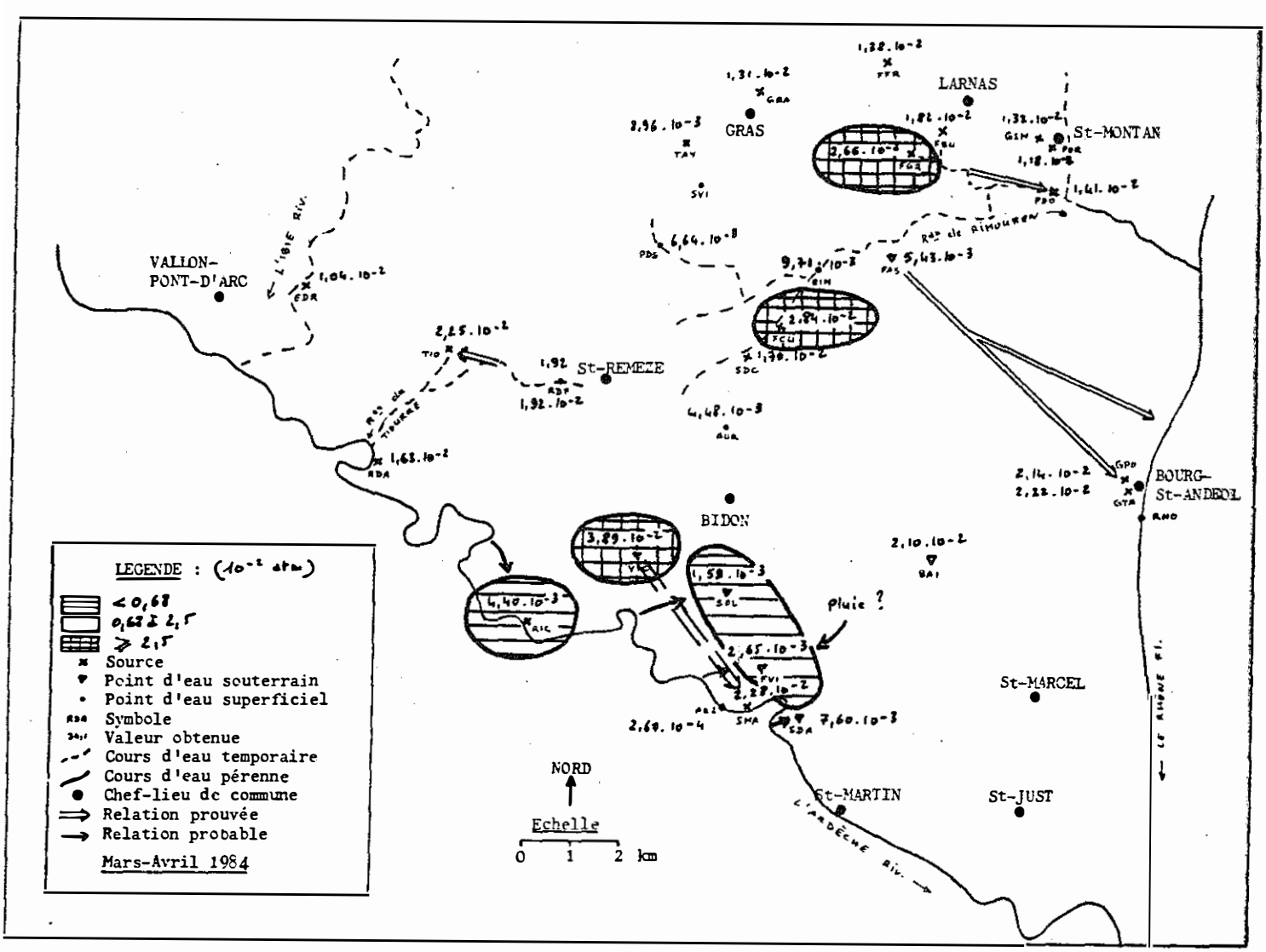
10 - Conclusions.

10.1. Signification des paramètres physico-chimiques.

* Température: en posant, comme hypothèse de base, que la température interne des eaux karstiques est relativement constante et proche de la température moyenne annuelle du lieu considéré, on met en évidence:



a. Histogramme



b. Carte

FIGURE 70 . REPARTITION DE LA pCO_2 EQUILIBRANTE.

- d'une part des infiltrations importantes et rapides d'eaux superficielles dans le karst (en bordure de l'ARDECHE);

- d'autre part l'existence d'un sous-système épikarstique à niveau de base perché.

* Calcium et bicarbonates représentent l'essentiel de la minéralisation des eaux karstiques acquise par contact avec la roche-réservoir.

* Magnésium et sulfates, présents dans les terrains non calcaires, matérialisent des circulations au contact des limites de l'aquifère karstique (mur marno-calcaire, recouvrement argilo-marneux de loess, colluvions ou alluvions, vires marneuses intra-urgoniennes, ...): ils correspondent aux "éléments externes" décrits dans l'analyse en composantes principales.

* Alcalins et chlorures ont une origine mixte (terrains non calcaires et eaux météoriques) à laquelle il faut ajouter des échanges de bases probables pour le sodium et d'éventuelles pollutions domestiques pour le potassium et les chlorures.

* pH, ΔpH et pCO_2 indiquent le taux de saturation des eaux karstiques ce qui renseigne sur les modalités de leur parcours souterrain et leurs relations avec les eaux de surface.

10.2. Caractérisation des principaux types d'eaux superficielles.

Les eaux de pluie et de l'ARDECHE sont systématiquement moins concentrées que celles du karst à l'exception des éléments chimiques externes au système karstique (sulfates, chlorures et alcalins). En revanche, l'eau du RHONE est très minéralisée suite au faciès géochimique des différentes rivières qu'il draîne ainsi, probablement, qu'à sa pollution.

Les ruisseaux autochtones appartiennent à deux types distincts:

- ceux draînant essentiellement, au lieu d'échantillonnage, des terrains non calcaires (ruisseau des FONTS);

- ceux qui, coulant sur ce type de terrain, reçoivent des apports karstiques à leur source (PONT DU SANTADOU) ou le long de leur cours (RIMOUREN) et qui montrent un faciès géochimique intermédiaire.

10.3. Circulations karstiques.

Deux grands types d'eaux se différencient nettement:

- les eaux karstiques pures dans lesquelles le faciès géochimique propre au réservoir carbonaté domine largement;
- les eaux karstiques mixtes auxquelles participe une fraction importante d'eaux superficielles ou météoriques.

10.3.1. Les eaux karstiques mixtes.

Il s'agit d'une part des sources de TAYSSE, du PONT-DOUBLE et de l'*évent* de RIVES, contaminées par des apports météoriques ou des ruisseaux autochtones (RIMOUREN). Les autres eaux karstiques mixtes sont en relation avec l'ARDECHE, la source de RICHEMALE étant la plus caractéristique du secteur. On peut tenter de chiffrer sommairement la participation des eaux de l'ARDECHE à son écoulement: si on choisit une source karstique, de même altitude (GOUL DU PONT), et qu'on opère - par le calcul - un mélange à parts égales de ses eaux avec celles de l'ARDECHE, on obtient une eau de composition intermédiaire dont le faciès géochimique se rapproche nettement de celui obtenu pour la source de RICHEMALE (voir tableau XXVIII en page 241). Pour ce qui est des paramètres non aisément chiffrables dans ce mélange théorique (pH, ΔpH, pCO_2), on voit que leurs valeurs à la source de RICHEMALE s'intègrent entre les deux extrêmes choisis.

Certains des réseaux qui bordent l'ARDECHE s'avèrent en relation avec la rivière jusqu'à une distance importante au sein du massif calcaire: de l'ordre de 300 m pour la grotte des SABLES D'ARGENT à 2500 m pour le siphon de SOLVAY dans la grotte de SAINT-MARCEL. Enfin il existe également des percolations

d'eaux météoriques mises en évidence, jusqu'à 150 m sous la surface du plateau, par des arrivées d'eau à l'intérieur des réseaux (base des grands puits de la grotte de la PASCALOUNE et venue d'eau souterraine de FONTAINE-VIERGE à la grotte de SAINT-MARCEL).

Bien qu'il n'existe pas toujours de preuve matérielle, on citera les observations et les hypothèses émises par certains spéléologues-plongeurs au sujet des réseaux karstiques qui bordent la rive gauche de l'ARDECHE (R. COURBIS, Spéléo-Cub d'AUBENAS, communication orale):

- la source de RICHEMALE serait en relation avec des pertes situées deux kilomètres en amont dans le cirque de GAUD;

- le réseau semi-fossile de MIDROI-ROCHAS évacuerait le trop-plein des eaux de la source de RICHEMALE en période de crue (hypothèse proposée par R. MAZELLIER, 1971); on notera que ce réseau a été récemment jonctionné avec celui de l'*évent* de la GUIGONNE;

- l'un des siphons du réseau SOLVAY de la grotte de SAINT-MARCEL communique directement avec l'ARDECHE.

Il existerait ainsi, sur près de la moitié inférieure des gorges de l'ARDECHE (en rive gauche), une série de réseaux parcourus par des circulations en liaison avec la rivière sur une distance de l'ordre du kilomètre vers l'intérieur du massif karstique. Le développement de ces réseaux actifs aurait été facilité par l'intensité de la fracturation qui a affectée la zone structurale II et par l'orientation des principaux accidents, sub-perpendiculaires au cours de l'ARDECHE qu'ils recoupent en maints endroits: effectivement, de nombreuses pertes et sources de fond ont été reconnues ou signalées, en plongée, dans le lit de la rivière (R. COURBIS, Spéléo-Club d'AUBENAS, communication orale - R. MAZELLIER, 1971).

L'existence de transferts d'eau entre certaines parties du karst et l'ARDECHE est donc acquise: R. MAZELLIER (1971) attribue 10 % du débit d'étiage de la rivière à des alimentations en provenance du karst, ce qui représente au minimum 250 à 300 l/s. L. BELLEVILLE (1985), au cours d'une série de mesures de

débit instantané, obtient un surplus de 700 l/s entre l'amont et l'aval des gorges: cependant, il montre, dans le détail, que certaines zones présentent un déficit de l'ordre de 400 l/s attribuables à des pertes dans le karst (gué GUITARD: voir figure 71). Il est certain que, globalement, c'est le karst, en charge par rapport à la rivière, qui évacue une partie de ses eaux vers elle: mais le phénomène inverse doit exister, au moins temporairement, en période de crue. L'ARDECHE est en effet une rivière extrêmement capricieuse qui véhicule les ondes de crue en quelques heures, c'est à dire souvent moins qu'il n'en faut au karst pour réagir: de tels échanges actuellement non quantifiables, doivent être très importants car la simple observation des hydrogrammes annuels des cours d'eau ou des sources montre combien sont considérables les transferts d'eau au moment des crues !

Les deux conséquences principales qui en découlent sont:

- d'une part l'écoulement global du réservoir karstique vers l'ARDECHE durant la période d'étiage de la rivière et représentant environ 20 % de son débit;

- d'autre part l'existence d'une contamination du karst en bordure des gorges par des eaux de l'ARDECHE qui pénètrent lors des fortes crues.

Ces deux processus alternent dans le temps - à la faveur des épisodes de crue et de tarissement - et dans l'espace, en raison de l'existence de zones préférentielles de circulations d'eaux souterraines liées à certains grands accidents.

Les seuls exutoires importants situés à une altitude proche de celle du niveau de base karstique actuel (représenté par le RHONE et l'ARDECHE) sont les sources de TOURNE à BOURG-SAINT-ANDEOL: tous les paramètres physico-chimiques de leurs eaux tendent à les classer parmi les eaux karstiques pures avec, peut-être, une légère contamination par des eaux météoriques ou résiduaires (probablement à proximité de leurs exutoires). Ces sources étant situées à 9 km de l'ARDECHE, il existe manifestement une limite à la pénétration des eaux de la rivière au sein du karst. D'après l'examen des cartes géologiques et des coupes effectuées, cette limite pourrait correspondre:

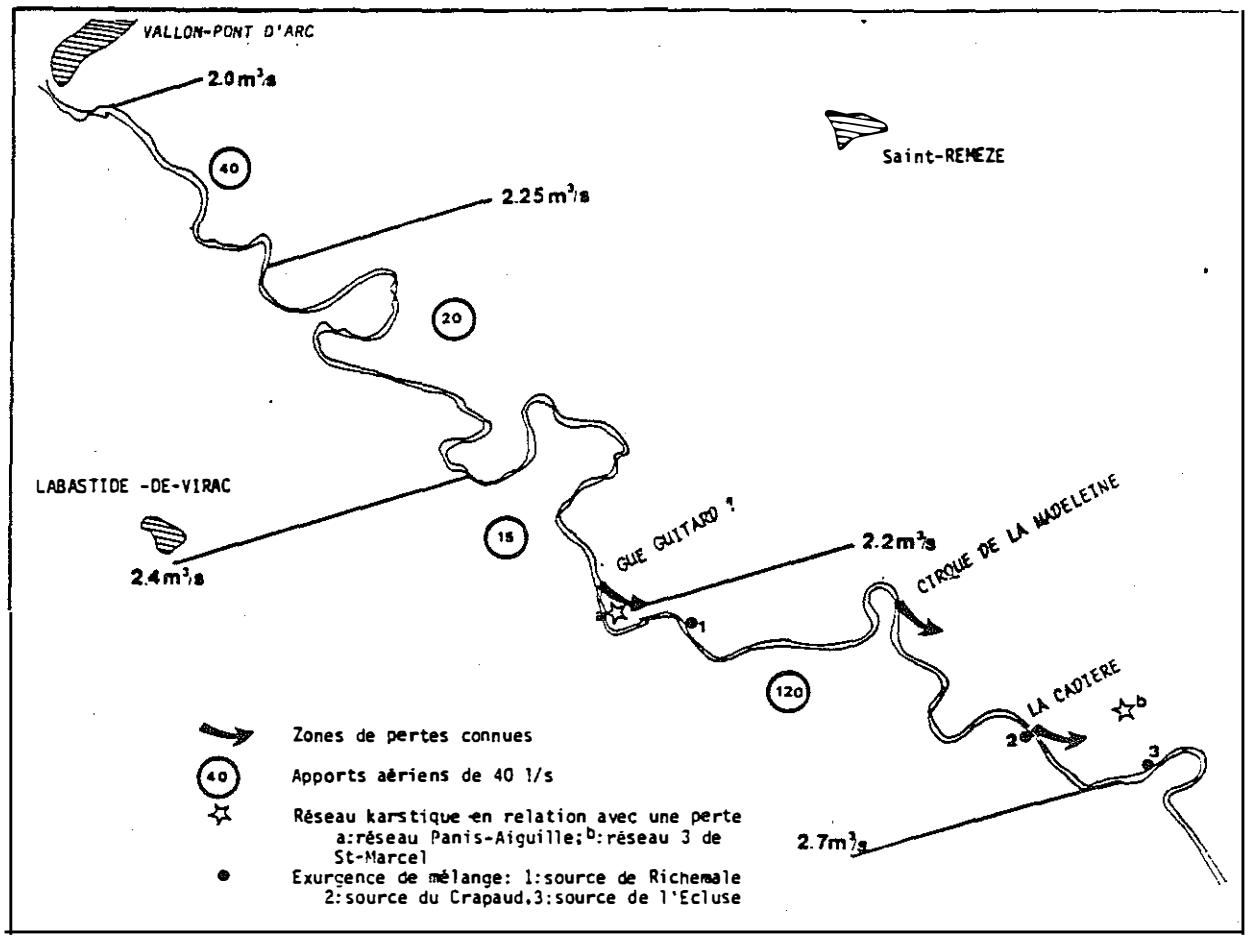


FIGURE 71 . RESULTATS DES JAUGEAGES DIFFERENTIELS D'AOUT 1983 (in L. BELLEVILLE, 1985).

- au passage de la zone structurale II à la zone III, avec la diminution de la densité des fractures et leur orientation sub-parallèle au cours de l'ARDECHE: ces conditions seraient alors favorables à un cloisonnement du karst identique à celui que, L. BELLEVILLE (1985) a mis en évidence en rive droite;

- à la structure brachy-anticlinale du plateau de SAINT-REMEZE avec le pendage des couches urgoniennes qui passe du sud-est, dans les gorges de l'ARDECHE à l'est dans la vallée du RHONE: on verra en effet plus loin que les grandes circulations karstiques du plateau sont globalement guidées par le pendage des terrains;

- au mur hauterivien de l'aquifère karstique qui peut former un seuil à une altitude supérieure à celles de l'ARDECHE et du RHONE dans la zone comprise entre les deux cours d'eau.

10.3.2. Les eaux karstiques pures.

Il est possible d'individualiser, sur le plateau de SAINT-REMEZE, plusieurs sous-systèmes karstiques suivant l'altitude de leur exutoire:

- sources de FONT-GRAND, de FONTAINE DES BUIS, de FONT-CUBERE, des CHENES, de FONTFREYDE et du TIOURRE entre 240 et 340 m d'altitude;

- source du PORTALET et réseaux actifs de VIGNE-CLOSE, du BAILLON, de la grotte de SAINT-MONTAN de 120 à 200 m d'altitude;

- sources de TOURNE, du rocher de l'AIGUILLE, de SAINT-MARCEL et réseau SOLVAY de 50 à 80 m d'altitude.

Pour que certaines des sources les plus hautes, on peut envisager l'existence d'un épikarst caractérisé par une densité et une ouverture importante des fissures suite à la décompression superficielle et à l'érosion météorique intenses que traduit la présence de lapiaz: il serait cloisonné en sous-systèmes par le rejeu de certains accidents du faisceau cévenol et par la présence de quelques niveaux moins perméables (vires marneuses et/ou changements de faciès

dans l'Urgonien, ...). Cela expliquerait qu'il n'existe pas de continuité physico-chimique nette entre tous les points d'eau de cet épikarst.

D'autre part, l'essentiel des eaux sortant des exutoires supérieurs est repris au niveau des pertes qui jalonnent les thalwegs (voir l'exemple du ruisseau de RIMOUREN en figure 4 page 46) et réintégré aux circulations karstiques internes: c'est le cas du ruisseau d'IMBOURG qui naît des sources de FONT-GRAND et de FONTAINE DES BUIS et qui se perd généralement au bout de deux kilomètres de parcours aérien: ses eaux ressortent ensuite (partiellement ?) à la résurgence du PONT-DOUBLE, environ deux kilomètres en aval, dans le lit du ruisseau de RIMOUREN (voir expériences de traçage au chapitre suivant).

10.4. Premiers éléments pour la distinction de bassins hydrogéologiques.

Du point de vue physico-chimique, les sources du PONT-DOUBLE et de l'EVENT DE RIVES présentent de nombreuses analogies, bien que draînant deux zones totalement opposées du plateau de SAINT-REMEZE. Cela montre la difficulté d'identifier des sous-systèmes hydrogéologiques au sein d'un massif karstique assez réduit et lithologiquement homogène.

Il faut donc faire appel à des critères géologiques pour préciser ce point: stratigraphiquement ces deux exutoires sourdent dans le même terrain, mais ils sont structuralement séparés par le réseau des grands accidents du faisceau cévenol ainsi que par le coeur du bombement anticlinal qui affleure aux alentours de SAINT-REMEZE. Il n'y a donc aucune possibilité de communication hydrogéologique entre eux. A l'échelle du plateau karstique, on considèrera que les bassins hydrogéologiques se calquent globalement sur le réseau de draînage superficiel et ceci d'autant mieux qu'on est généralement en présence de surfaces structurales.

En ce qui concerne l'évaluation du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE, on peut d'ores et déjà le restreindre aux limites extrêmes suivantes:

- à l'Ouest et au Sud-Ouest; à une frange de un à deux kilomètres de large, parallèle au cours de l'ARDECHE;

- au Nord-Ouest, au grand accident de TIOURRE/LARNAS, appartenant au faisceau cévenol et responsable de la dénivellation entre le massif de la DENT DE REZ et le plateau de SAINT-REMEZE;

- à l'Est et au Sud, arbitrairement, à la zone de flexure limitant les affleurements urgoniens en bordure de la vallée du RHONE.

Tel qu'il est présentement ébauché, ce bassin versant occupe une superficie totale de 200 km². Des limites plus précises seront proposées par la suite.

C - EVOLUTION DANS LE TEMPS DES PRINCIPAUX MARQUEURS PHYSICO-CHIMIQUES AUX SOURCES DE TOURNE.

1 - Localisation des sources de TOURNE.

Les sources de TOURNE, qui ont conditionné l'implantation de la ville de BOURG-SAINT-ANDEOL, sont actuellement au nombre de trois:

- la plus importante (en débit) est le GOUL DE LA TANNERIE, qui était utilisé par les anciennes tanneries de la ville: elle est également appelée PETIT GOUL par les spéléologues, du fait des dimensions du réseau noyé qui l'alimente ou TOURNE INFERIEURE par R. MAZELLIER (1971) car elle sourd en aval du GOUL DU PONT; deux forages (F1 et SR1-84) ont été creusés au droit du réseau du GOUL DE LA TANNERIE à 600 m environ de l'exutoire et doivent être exploités prochainement par la C.G.E.;

- la seconde, située sous le pont du chemin de fer sera ainsi nommée GOUL DU PONT: elle est également appelée GRAND GOUL ou TOURNE SUPERIEURE car il s'agit de la plus grande (en diamètre de réseaux) et la plus haute des trois;

- le dernier exutoire est la source du LAVOIR, protégée par un ouvrage bétonné et utilisée en pompage par la C.G.E. qui alimentent ainsi en partie les neuf communes du syndicat intercommunal (à savoir BOURG-SAINT-ANDEOL, SAINT-MARCEL, SAINT-MARTIN, SAINT-JUST, SAINT-MONTAN, SAINT-REMEZE, GRAS, LARNAS et

BIDON): son écoulement aérien est de ce fait quasiment nul bien qu'elle soit située à la côte la plus basse; on l'appellera ici POMPAGE C.G.E..

R. MAZELLIER signale (d'après LABRELY, 1927) une quatrième source karstique qui émergeait d'une grotte près de la porte nord des remparts, au bord du RHONE, et qui aurait été comblée depuis. Cet auteur pense qu'elle s'écoule actuellement dans le RHONE: il n'est fait mention d'aucune valeur de débit la concernant.

2 - Evolution de la température et de la conductivité.

Les données de L. BELLEVILLE (1985) et celles de la C.G.E. ont été jointes à nos mesures afin de suivre l'évolution de ces deux paramètres de 1983 à 1985 (voir Annexes II.2 et II.3).

2.1 Température.

L'amplitude des variations thermiques annuelles des eaux du GOUL DE LA TANNERIE atteint 1,9 °C (voir figure 72). En amont des exutoires, les réseaux s'enfoncent rapidement sous plus d'une centaine de mètres d'épaisseur de calcaires: l'amplitude thermique mesurée n'est donc pas attribuable à des circulations au sein des zones d'hétérothermie (journalière ou annuelle) définies par H. SCHOELLER (1962). Elle provient soit de perturbations thermiques à proximité de l'exutoire soit de l'effet d'une infiltration diffuse (pluie) ou concentrée (pertes) des eaux de surface.

2.2. Conductivité.

Les résultats présentés en figure 72 montrent de fréquentes fluctuations, d'amplitudes supérieures à celles des variations annuelles et vraisemblablement liées aux épisodes pluvieux.

E.T. SHUSTER et W.B. WHITE (1971, in M. BAKALOWICZ, 1979) ont proposé de définir le fonctionnement et la structure d'aquifères carbonatés à partir des valeurs du coefficient de variation d'une variable chimique (dureté ou minéralisation): suivant que ce coefficient est inférieur à 5 % ou supérieur à

Mois	Période	Stations météorologiques		
		BSA	VPA	LAR
Août	1e décade	25,1	23,5	
	2e décade	25,5	23,9	
	3e décade	24,8	21,8	
	Moyenne	25,1	23,0	17,8
Septembre	1e décade	22,9	21,2	
	2e décade	22,5	20,9	
	3e décade	19,3	17,4	
	Moyenne	21,6	19,8	22,1

Tableau XXIX - TEMPERATURE MOYENNE ATMOSPHERIQUE AU COURS DU POMPAGE D'ESSAI DE SEPTEMBRE 1984.

Légende: *BSA = BOURG-SAINT-ANDEOL*
VPA = VALLON-PONT-D'ARC
LAR = LARNAS PLAINE (poste non relié à la Météorologie Nationale)

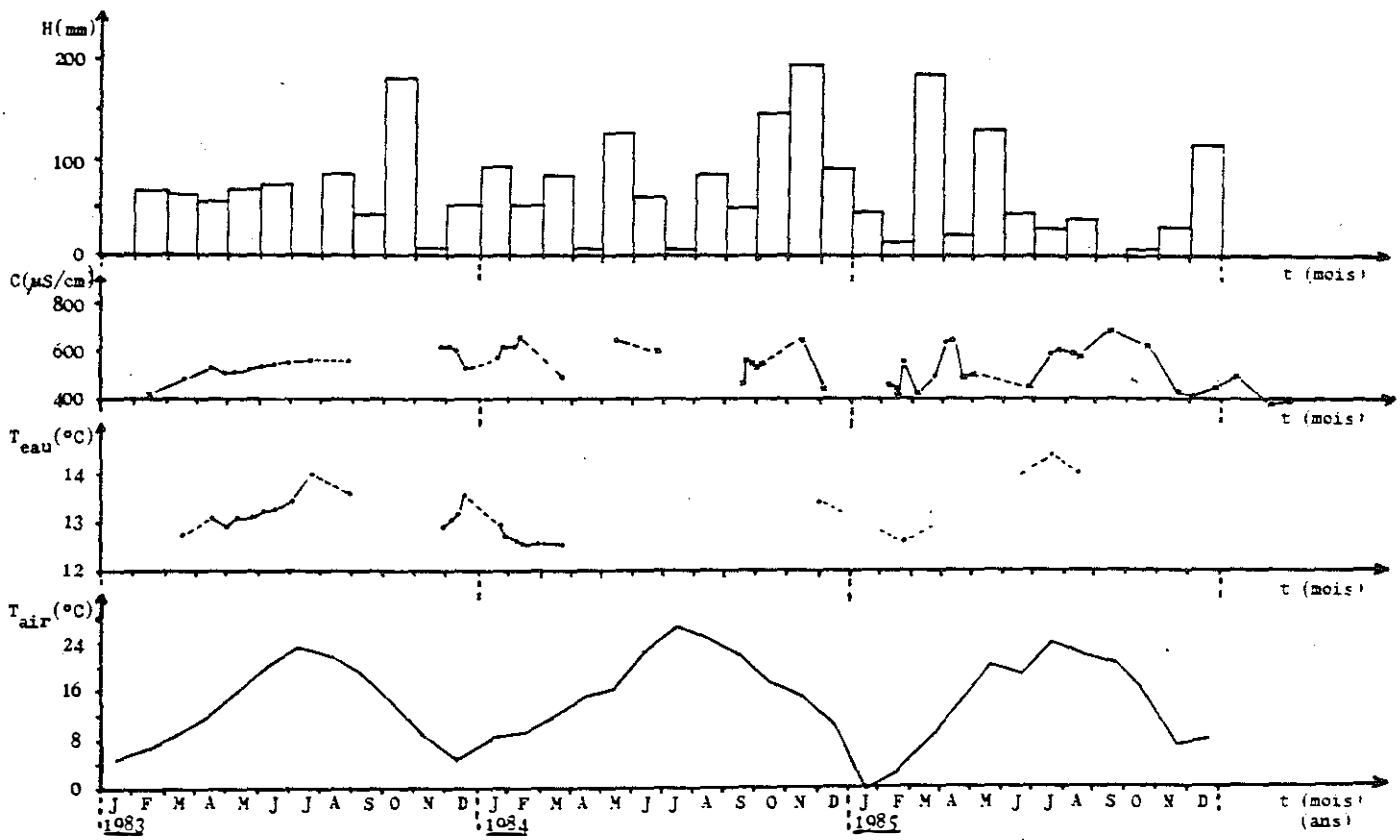


FIGURE 72 . MESURES DE TEMPERATURE ET DE CONDUCTIVITE AU GOUL DE LA TANNERIE ET CONTEXTE CLIMATIQUE.

Légende: *H Hauteur de précipitations*
C Conductivité des eaux (mesurées in situ)
T Température t Temps

10 %, ils distinguent respectivement des aquifères fissurés, dont les caractères originels n'ont pas été altérés par la dissolution ("diffusion flow system") et des aquifères karstifiés où la dissolution a provoqué une concentration des écoulements souterrains en certains lieux privilégiés ("conduit flow system").

On dispose ici des 64 valeurs de conductivité approximativement bi-mensuelles de l'annexe II.3 et on considère que la conductivité des eaux est représentative de leur minéralisation totale, en accord avec ce qu'observe M. BAKALOWICZ (1979) sur le système karstique du BAGET. En reportant ces valeurs sur un histogramme (voir figure 73.a), on obtient une courbe unimodale, caractérisée par un coefficient de variation de 14,7 %: le réseau du GOUL DE LA TANNERIE apparaitrait donc comme très karstifié avec des écoulements concentrés au niveau de drains.

3 - Résultats physico-chimiques du pompage d'essai.

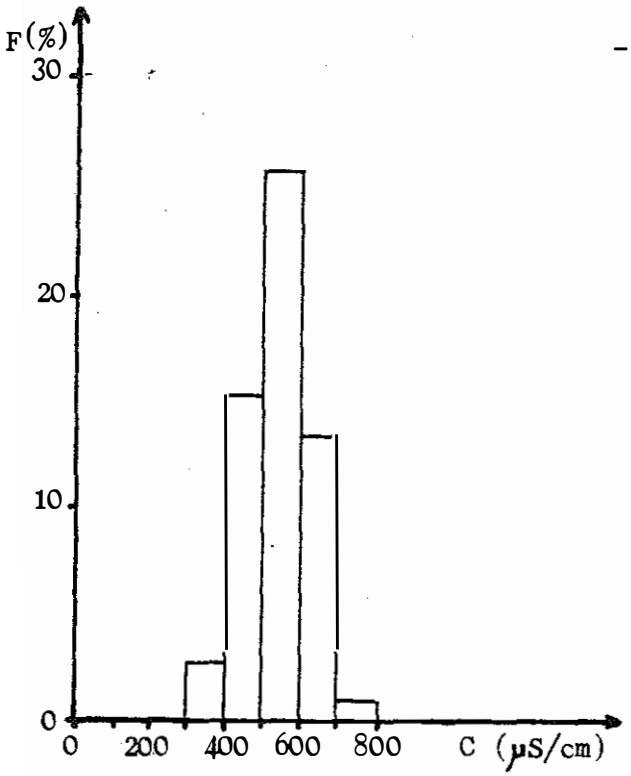
Un pompage d'essai a eu lieu du 20 au 30/09/84 à partir du forage SR1-84 déjà cité: le débit de pompage a été amené de 55 m^3/h à 150 m^3/h en 3 paliers de 6 heures chacun suivi d'un dernier palier de longue durée à 230 m^3/h.

L'ensemble des résultats obtenus est présenté en annexe II.4 et synthétisé en figure 74. Les différentes mesures et analyses ont été effectuées in situ avec les précisions suivantes:

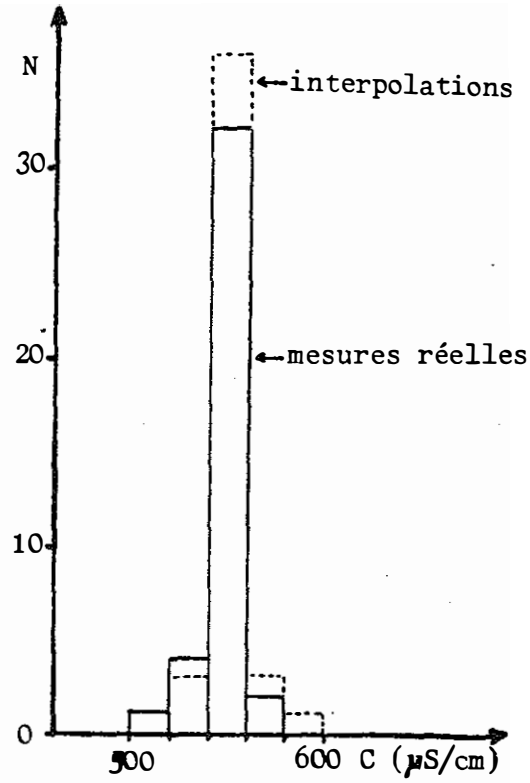
- Température ± 0,05 °C (thermomètre à mercure);
- Conductivité ± 10 µS/cm (conductivimètre de terrain);
- Calcium ± 5 mg/l (complexométrie à l'EDTA);
- Chlorures ± 3 mg/l (dosage au nitrate d'argent).

3.1. Température.

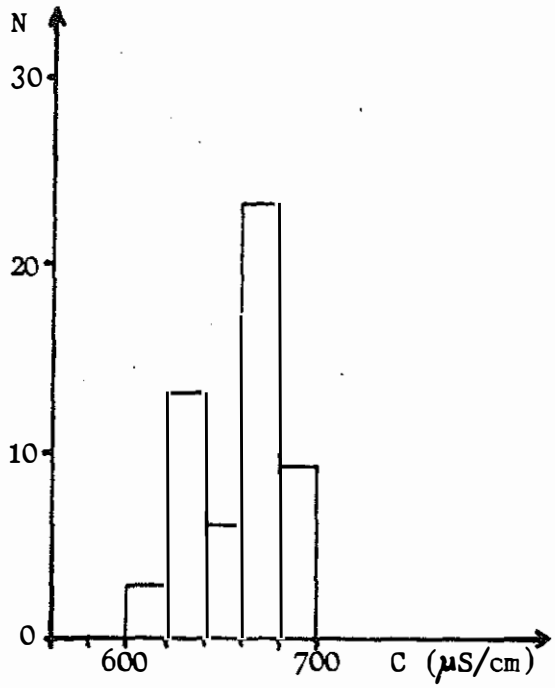
La température moyenne de l'eau au cours du pompage était de 14,3 ± 0,5 °C, ce qui est nettement en-dessous des températures atmosphériques moyennes mensuelles d'août et de septembre 1984, mesurées à BOURG-SAINT-ANDEOL ou à LARNAS (voir tableau XXIX): l'arrivée au forage d'eaux météoriques infiltrées à



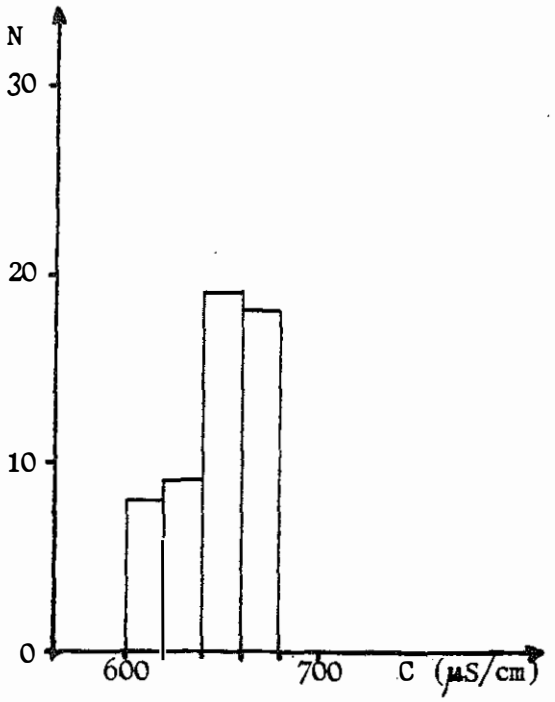
a. A l'échelle d'un cycle moyen



b. Pendant l'essai de pompage



c. Au GOUL DE LA TANNERIE lors de la crue du 5 au 8 Avril 1985



d. Au GOUL DU PONT lors de la crue du 5 au 8 Avril 1985

Figure 73- HISTOGRAMMES DE FREQUENCES DES CONDUCTIVITES AUX SOURCES DE TOURNE (a-c-d) ET AU FORAGE SR1-84 (b)

Légende : N Nombre de mesures
F Fréquence
C Conductivité

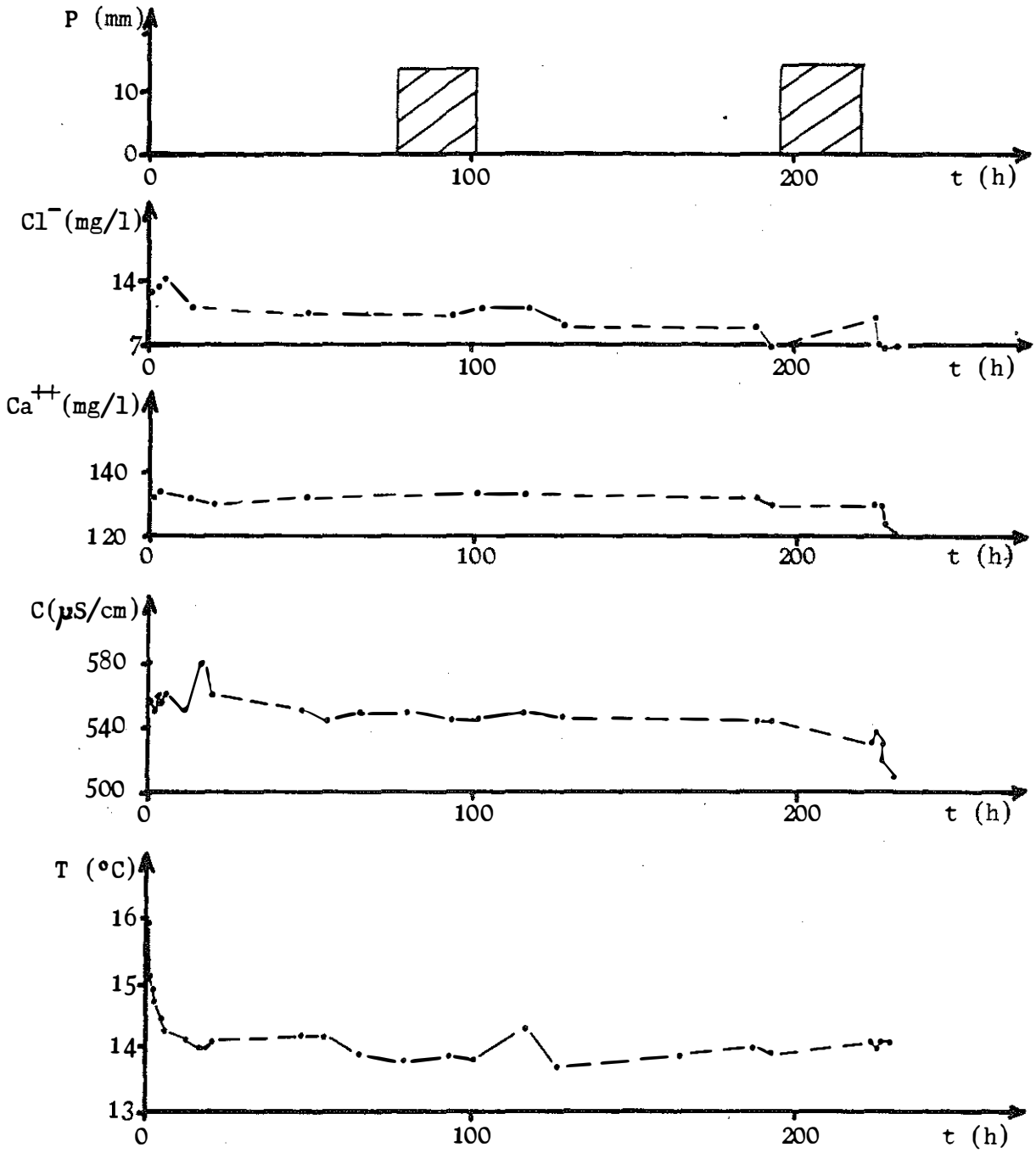


Figure 74 - PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES MESURES LORS DU POMPAGE D'ESSAI DE SEPTEMBRE 1984

Légende :

P	Précipitations
Cl^-	Concentrations en chlorures
Ca^{++}	Concentrations en calcium
C	Conductivité
T	Température
t	Temps

quelque endroit que ce soit du plateau de SAINT-REMEZE devrait donc se marquer par une augmentation des températures si le transit est suffisamment rapide.

Effectivement, autour d'une moyenne relativement stable située vers 14 °C, se marquent deux anomalies positives: l'une, importante (ΔT = 1,9 °C), dès le début du pompage, l'autre plus faible mais néanmoins significative (ΔT # 0,6 °C) le 25/09/84 au temps t = 117 h. En attribuant ces deux augmentations de température au passage, au niveau du forage, des eaux météoriques des pluies du 17 et du 23 septembre 1984, on peut calculer grossièrement le temps de transit des eaux dans les conditions d'exploitation de l'aquifère, à un débit de 55 m^3/h pour la première et de 230 m^3/h pour la seconde: cela correspondrait au temps de réponse du système karstique en pompage lors d'une éventuelle pollution au niveau de son bassin d'alimentation (voir tableau XXX).

Remarques:

- en ce qui concerne la date et la hauteur des précipitations, on a utilisé les données de la Météorologie Nationale qui sont relevées tous les jours à 18 heures: il existe donc une incertitude maximale de 24 heures sur la date exacte de la pluie, ce que traduisent les hypothèses minimum et maximum du tableau XXX;

- la pluie du 29 ne semble pas se marquer mais les données manquent du fait de l'arrêt du pompage;

- lors de la foration du piézomètre F1, des suintements d'eau ont été notés au niveau des 45 m de marnes et de marno-calcaires qui dominent l'aquifère urgonien (S.E.C.M.A.P.P., 1984): il se pourrait ainsi que le premier passage d'eaux chaudes qui intervient en début de pompage soit dû au draînage d'un petit aquifère de subsurface, plus chaud, installé dans ce terrain.

3.2. Conductivité.

Après quelques fluctuations en début de pompage, les valeurs de conductivité s'ordonnent assez régulièrement autour de 545 µS/cm avant de chuter à 510 µS/cm en fin de pompage traduisant probablement le passage de la pluie du

				Temp.		Conduct.		Calcium		Chlorures	
Hypothèse	Date	Td	Q	To	Tt	To	Tt	To	Tt	To	Tt
Mini Maxi	16 17	-92 -68	0-55	0	≤ 92 ≤ 68	0	≤ 92 ≤ 68	0	≤ 92 ≤ 68	0	≤ 92 ≤ 68
Mini Maxi	22 23	76 100	230	≤ 117	≤ 41 ≤ 17	/	/ /	/	/ /	101	25 1
Mini Maxi	28 29	195 219	230	≥ 241	≥ 46 ≥ 22	235	40 16	237	42 18	≤235	40 16

Tableau XXX - HYPOTHESES SUR LES TEMPS DE TRANSIT AU FORAGE DES EAUX METEORIQUES AU COURS DU POMPAGE D'ESSAI.

Légende: *Date Date de la pluie (mois de septembre 1984)*
Td Temps écoulé au moment de la pluie depuis le début du pompage
Q Débit de pompage à Td (m³/h)
To Temps d'observation de l'anomalie physico-chimique (h)
Tt Temps de transit de l'eau (h)
Mini, Maxi cf. texte

***N.B.**: tous les temps sont en heures.*

DATE	BSA	LAR	BHG
05.04.85	4,0	15,7	10,2
06.04.85	3,2	6,1	4,7
07.04.85	6,0	3,8	4,8
08.04.85	3,3	3,3	3,3
TOTAL	16,5	28,9	23,0

Tableau XXXI - PRECIPITATIONS DU 5 AU 8 AVRIL 1985 (valeurs en mm).

Légende: *BSA = BOURG-SAINT-ANDEOL*
LAR = LARNAS-PLAINE
BHG = Bassin hydrogéologique des sources de TOURNE

Remarque: *la dernière pluie précédant ces relevés date du 25.03.85 avec 15,5 mm à BOURG-SAINT-ANDEOL et 7,5 mm à LARNAS-PLAINE.*

29 (voir tableau XXX). La pluie du 23 n'affecte pas cette tendance de façon sensible.

Les valeurs de conductivités ont été portées sur un histogramme afin de vérifier de nouveau la validité de l'hypothèse de E.T. SHUSTER et W.B. WHITE (1971): à cet effet, les mesures étant irrégulièrement espacées, on a fabriqué un échantillon fictif de 25 valeurs, interpolées à un pas de temps de 10 heures (voir figure 73.b). Les deux histogrammes (valeurs mesurées et interpolées) sont identiques et montrent la nette prédominance d'un seul type d'eau karstique de 545 µS/cm de conductivité moyenne avec un coefficient de variation de 22 %. L'amplitude (environ 40 µS/cm) et la durée (10 à 20 heures) des variations provoquées par les faibles pluies sont suffisamment négligeables pour être masquées par les caractéristiques des eaux karstiques: ceci est logique dans la mesure où on se situe en fin d'étiage et où la hauteur de ces précipitations a été de l'ordre de grandeur du seuil des pluies efficaces (environ 30 mm) qui sera déterminé plus loin.

3.3. Calcium et chlorures.

Le nombre et la précision de dosages de ces deux éléments ont été insuffisants pour préciser leur tendance évolutive: on sait cependant que le calcium apporte la même information que la conductivité, information relative au temps et au type de contact de l'eau avec la roche-réservoir; les chlorures, ions externes au système karstique proviennent des précipitations ou d'éventuelles contaminations. Les courbes montrent une chute des teneurs à partir du 30, que l'on peut attribuer à la pluie de la veille. On a également estimé le temps de transit de l'eau à partir de ces données (voir tableau XXX).

3.4. Conclusion.

Les vitesses de transit des eaux météoriques du lieu d'infiltration jusqu'au forage en cours du pompage d'essai peuvent être estimées à:

- moins de 90 heures à faible débit (0 à 55 m^3/h);
- 15 à 40 heures à fort débit (230 m^3/h).

Cela signifie qu'en cas de pollution accidentelle affectant l'un des points du bassin d'alimentation des sources, on ne disposerait au mieux que d'un délai d'une demi-journée à deux jours pour stopper l'exploitation de l'aquifère (prévue au débit de 200 m³/h): il faut bien voir, en effet, que ces chiffres représentent un temps maximum de transit, compte-tenu des conditions hydrodynamiques particulièrement sévères (tarissement total aux deux exutoires) dans lesquelles s'est déroulé le pompage d'essai et de la faiblesse des précipitations qui ont provoqué cette réponse (moins de 15 mm à BOURG-SAINT-ANDEOL). Il a déjà été relevé dans cette ville 110,5 mm de précipitations en 24 heures le 26/11/82 (L. BELLEVILLE, 1985), tandis que R. MAZELLIER (1971) note 260 mm en six jours à VALLON-PONT-D'ARC (septembre 1965)! Ces averses doivent provoquer des crues extrêmement rapides et importantes, comme en a témoigné la mise hors-service pour plusieurs mois (suite à la crue de novembre 1982) du limnigraphe installé par le Service Régional d'Aménagement des Eaux (S.R.A.E.) au GOUL DU PONT.

4 - Suivi d'un petit épisode de crue.

Dans les premiers jours d'avril 1985, un front orageux de secteur Ouest était annoncé par la station météorologique de MONTELIMAR/ANCONE qui prévoyait entre 50 et 100 mm de précipitations dans le sud de l'ARDECHE: en fait, le tableau XXXI montre qu'il n'est tombé que 23 mm, en moyenne, sur l'ensemble du bassin versant géologique des sources de TOURNE tel qu'il a été précédemment ébauchée.

Du matériel d'analyses ayant été amené sur place en prévision de suivi d'une forte crue, on a quand même procédé à des prélèvements et analyses in situ à un pas de temps d'une heure pendant le jour et trois heures pendant la nuit: les résultats sont présentés en annexes II.5 et II.6 et synthétisés en figure 75. La précision de chaque mesure ou analyse est la même que précédemment, sauf pour la température (± 0,2 °C) et le pH (± 0,1 unité).

La crue qui en a résulté a eu une amplitude de 10 l/s au GOUL DE LA TANNERIE et de 2 l/s seulement au GOUL DU PONT ! Cette réponse hydrodynamique faible traduit des phénomènes importants de rétention (mise en réserve) ou de pertes d'eau (évapo-transpiration) dans le système karstique qui seront étudiés

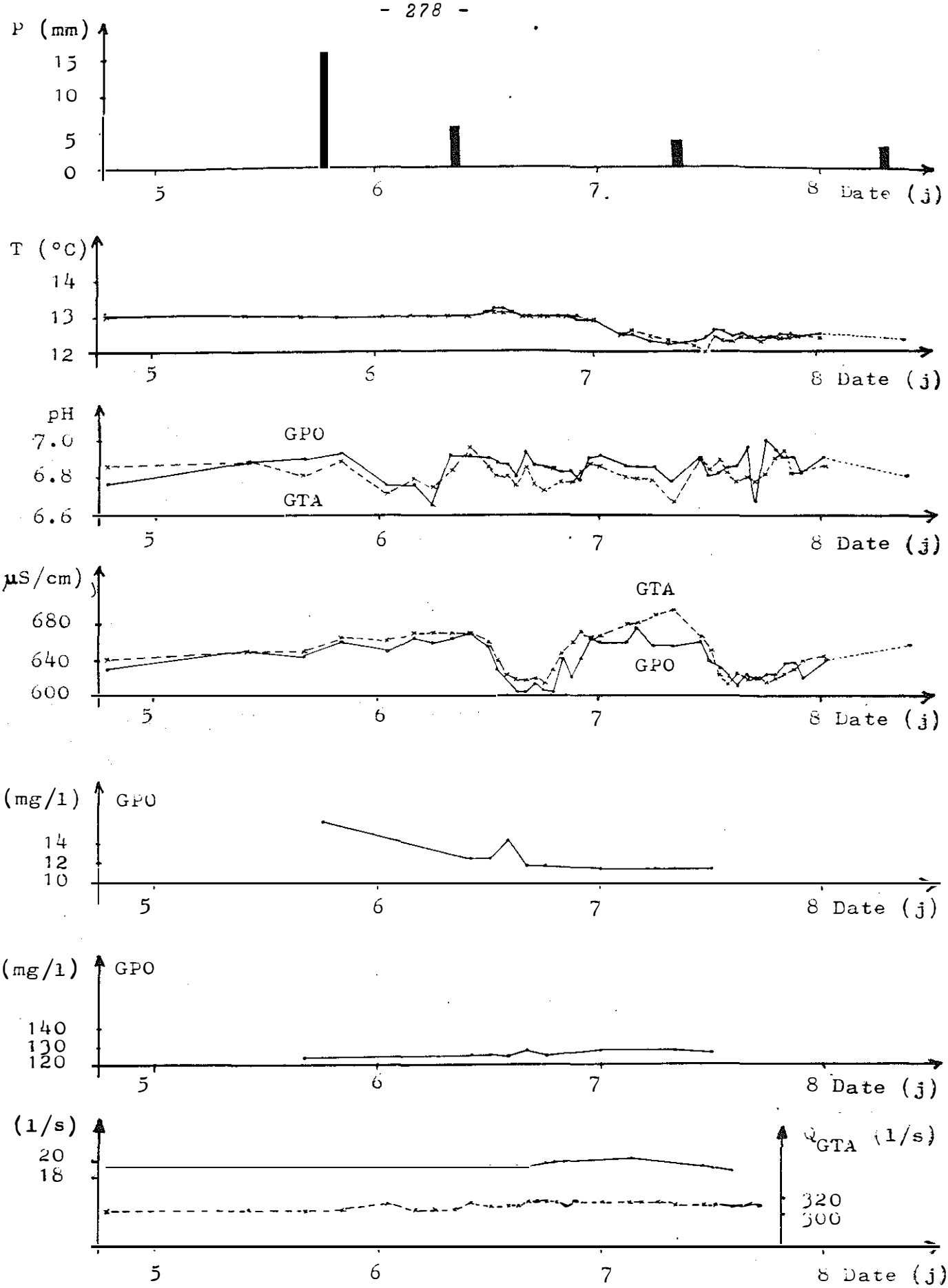


FIGURE 75 . EVOLUTION DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX AU COURS DE LA CRUE DES 6 ET 7 AVRIL 1985.

Légende : P Précipitations — Ca Calcium — Cl Chlorures
T Température — Q Débit — GTA Goul de la Tannerie
C Conductivité — GPO Goul du Pont

au chapitre suivant: on notera qu'elle fournit un temps de transfert de l'onde de crue de 24 heures, calculé par rapport à la pluie du 05/04/85.

4.1. Température.

La température moyenne atmosphérique des mois de mars et avril 1985 est de 9,5 °C à BOURG-SAINT-ANDEOL et 8,5 °C à LARNAS-PLAINE: l'arrivée rapide d'eaux météoriques doit donc se traduire par une diminution de température des eaux de source. La chute de température au passage de la crue chimique a atteint 0,6 °C au GOUL DU PONT et 1,0 °C au GOUL DE LA TANNERIE: il s'agit donc, contrairement à la réponse hydraulique de l'aquifère, d'un phénomène significatif lié aux précipitations survenues sur le plateau: on obtient, par rapport à la première pluie, un temps de transit de 28 heures, comparable à ceux calculés lors du pompage d'essai.

4.2. pH.

La moyenne des mesures de pH in situ est de 6,87 ± 0,07 au GOUL DU PONT et de 6,84 ± 0,06 au GOUL DE LA TANNERIE, traduisant une remarquable stabilité de ce paramètre. Les fluctuations observées ont une fréquence apparemment aléatoire et une amplitude peu significative car du même ordre de grandeur que la précision des mesures réalisées à l'aide d'un pH-mètre de terrain.

4.3. Conductivité.

Les moyennes obtenues sont de 639 ± 21 µS/cm au GOUL DU PONT et de 647 ± 24 µS/cm au GOUL DE LA TANNERIE: en interpolant les mesures de façon à obtenir des valeurs à un pas de temps horaire (de 0 à 54 heures), on a tracé les derniers histogrammes de la figure 73 (c et d). Mis à part un déficit non représentatif de mesures dans la classe 640-660 µS/cm au GOUL DE LA TANNERIE, les courbes sont unimodales et traduisent de nouveau le passage d'une seule famille d'eau.

Le phénomène principal que mettent en évidence les courbes de la figure 75 reste les deux arrivées distinctes d'eaux peu conductrices (entre 600 et 615 µS/cm) les 06 et 07/04/85.

4.4. Calcium et chlorures.

Ces analyses n'ont été effectées qu'épisodiquement afin de contrôler les teneurs moyennes des eaux au GOUL DU PONT: celles-ci varient de 124 à 128 mg/l pour le calcium et de 11,5 à 16 mg/l pour les chlorures, ce qui ne permet pas de déceler d'anomalie significative.

4.5. Conclusion.

La crue observée s'est traduite par un volume d'eau excédentaire d'environ 1000 m³ étalé sur 2 jours: alors que de petites fluctuations de débit apparaissaient 7 h seulement après le début de la pluie au GOUL DE LA TANNERIE, l'hydrogramme montrait une crue hydraulique de très faible amplitude au bout de 24 h seulement au GOUL DU PONT, correspondant à la fin de la première crue chimique que les variations de conductivité ont mis en évidence.

Le GOUL DU PONT, qui a réagi plus tardivement mais de façon plus homogène aux impulsions pluviométriques, pourrait jouerun rôle de trop-plein "écrêteur" de crue: les temps de transfert de l'onde de crue et de transit des eaux peuvent être estimés à 1 jour.

II - HYDRODYNAMIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

A - RAPPEL DU CONTEXTE GEOLOGIQUE.

Les trois sources jalonnent la partie aval du cours du ruisseau de SARDAGNE dont elles forment le seul écoulement pérenne actuel. Dans ses deux derniers kilomètres, ce ruisseau a creusé de petites gorges à la faveur d'une faille majeure, la faille de SARDAGNE (L. BELLEVILLE, 1985). Nous sommes ici en limite des affleurements urgoniens, peu avant leur plongement sous les alluvions rhodaniennes: il s'agit des calcaires bédouliens représentant la retombée orientale du brachy-anticlinal du plateau de SAINT-REMEZE. Dans le compartiment limité par la faille de SARDAGNE et celle du bois de SORBIER, quelques kilomètres à l'Ouest, les pendages sont faibles (de 3 à 8°) et dirigés vers le Sud-Est (localement vers l'Est ou le Sud).

A titre indicatif on mentionne ici les dimensions des deux réseaux noyés de TOURNE, reconnus en plongées:

* réseau du GOUL DE LA TANNERIE:

  - 1195 m de développement connu;
  - 2,1 à 3,3 m de diamètre moyen de galeries;
  - 7850 m³ de volume noyé;
  - Orientation principale des galeries de N 255 à N 275;
  - Profondeur maximale de - 125 m par rapport à l'entrée (- 65 m NGF)

* réseau du GOUL DU PONT:

  - 120 m de développement connu;
  - 3 à 4 m de diamètre moyen de galeries;
  - Orientation principale Nord-Nord-Ouest;
  - Profondeur maximale de - 50 m (soit + 10 m NGF).

Il s'agit en fait de réseaux plus développés que leur profondeur importante empêche actuellement de reconnaître plus en avant. Néanmoins ces valeurs

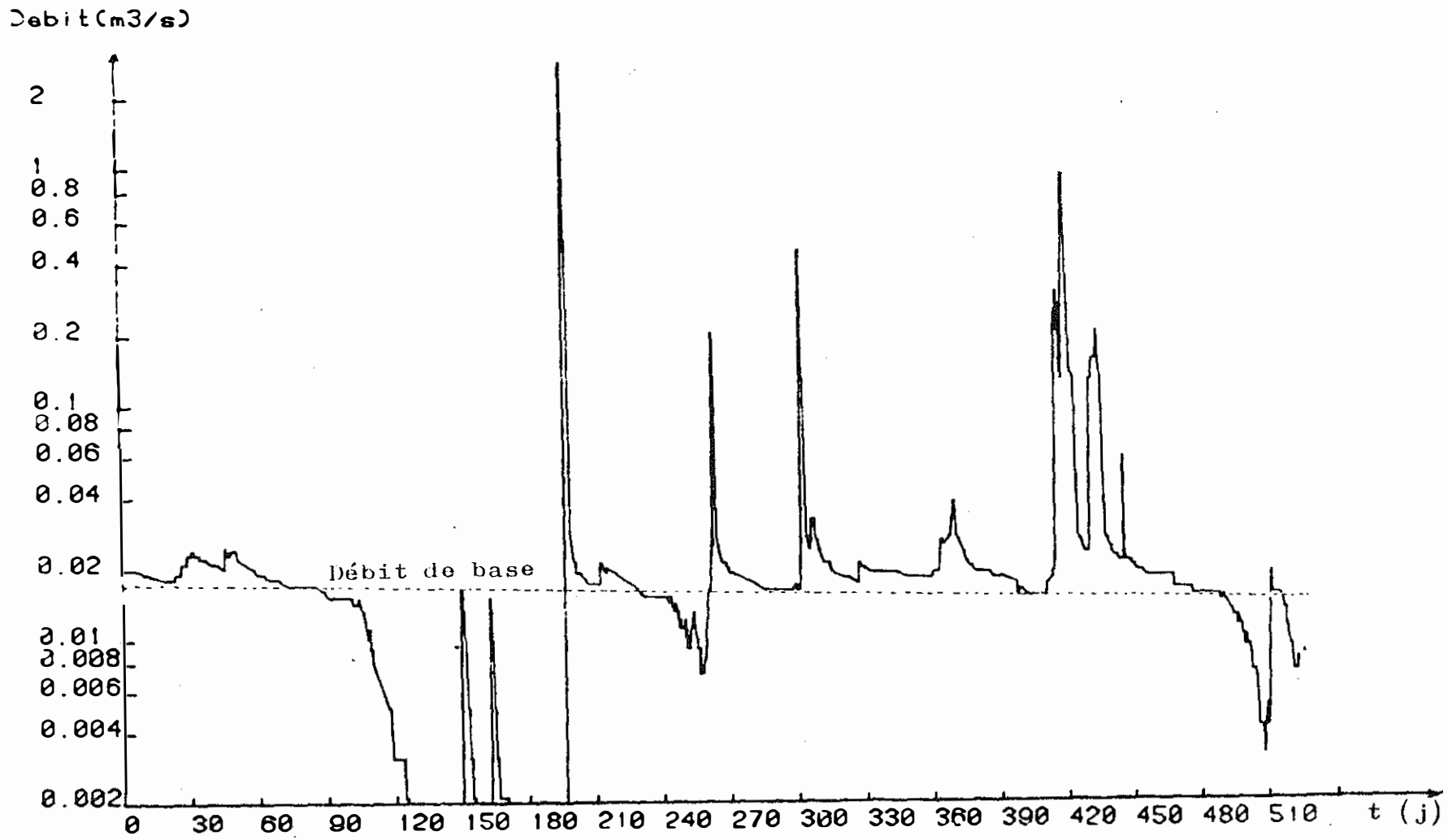


FIGURE 76 . EVOLUTION DU DEBIT MOYEN JOURNALIER AU GOUL DU PONT D'AVRIL 1983 A SEPTEMBRE 1984.

(Document fourni par le SRAE RHONE-ALPES)

Remarque: l'origine des temps est le 01.04.83.

permettent de donner un aperçu de la taille de ce qui doit être le drain karstique majeur du BOIS DU LAOUL, sinon de toute la partie orientale du plateau de SAINT-REMEZE (P. GOMBERT, 1986).

B - LIAISONS CORRELATIVES ENTRE LES DEBITS AUX DEUX PRINCIPAUX EXUTOIRES.

1 - Estimation des débits.

1.1. Au GOUL DU PONT.

Le Service Régional d'Aménagement des Eaux (S.R.A.E.) de la région DROME-ARDECHE a mis en place depuis 1982 un limnigraphe horizontal OTT couplé à une échelle limnimétrique: à partir de la chronique des débits moyens journaliers du 1er avril 1983 au 7 septembre 1984, le S.R.A.E. a fourni l'hydrogramme annuel présenté en figure 76.

Une anomalie systématique apparaît en dessous de 16 l/s: une chute brutale des débits en fonction du temps remplace la courbe exponentielle décroissante qui caractérise généralement les tarissements. D'autre part, en-dessous de 19 l/s, s'observent presque systématiquement des paliers de débit de 1 l/s d'amplitude qui durent jusqu'à une vingtaine de jours. Ces phénomènes sont liés à la conception du seuil de tarage qui est du type à déversoir épais, mais percé, près de sa base, d'un trou d'une vingtaine de centimètres de diamètre et qui présente quelques fuites, d'où une certaine imprécision aux faibles débits: les débits inférieurs à 16 l/s ne seront donc pas pris en compte dans les calculs qui vont suivre.

1.2. Au GOUL DE LA TANNERIE.

Suite à un refus obstiné du propriétaire des lieux, on n'a pu y installer, pour la durée de l'étude, un limnigraphe identique au précédent. On ne dispose ainsi, pour estimer les débits qui en sortent, que d'une courbe de tarage grossière, construite par le S.R.A.E. et adaptée à l'échelle limnimétrique installée dans la vasque (voir figure 77).

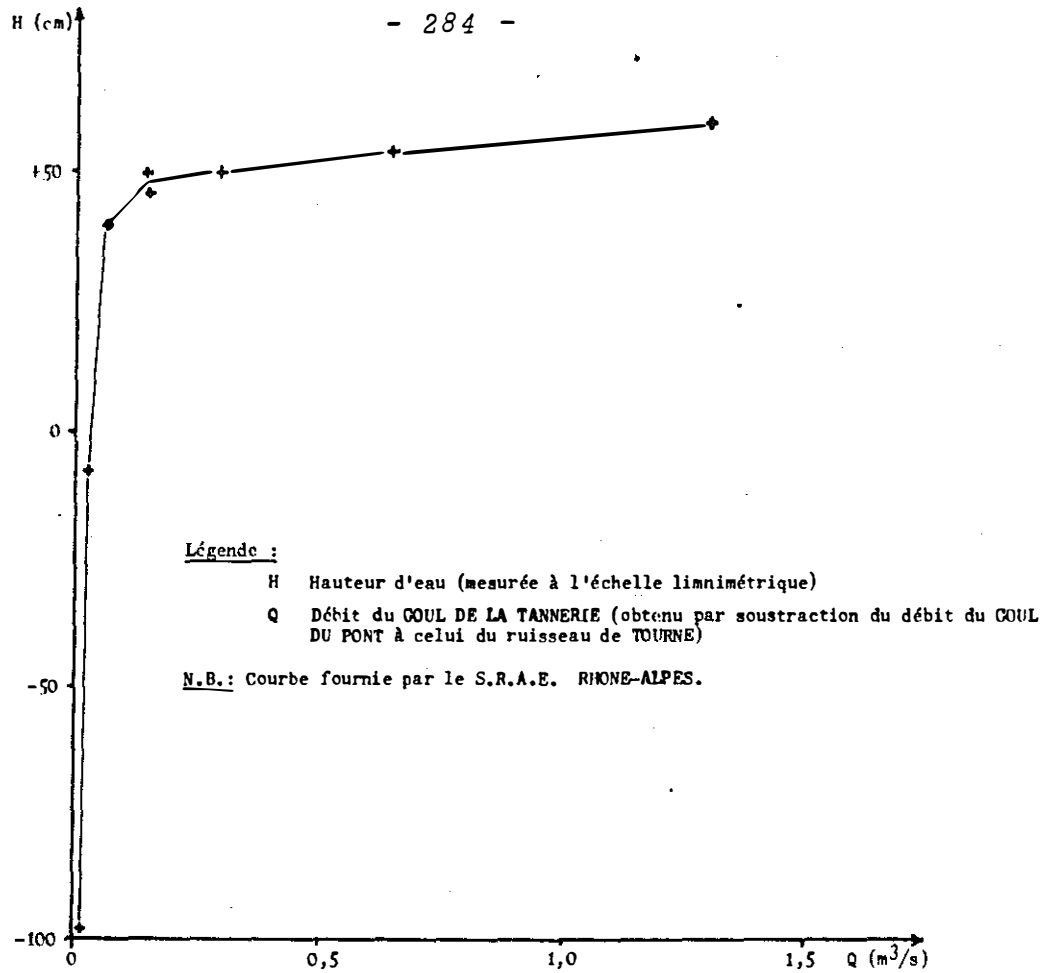


Figure 77. COURBE APPROXIMATIVE DE TARAGE DU GOUL DE LA TANNERIE.

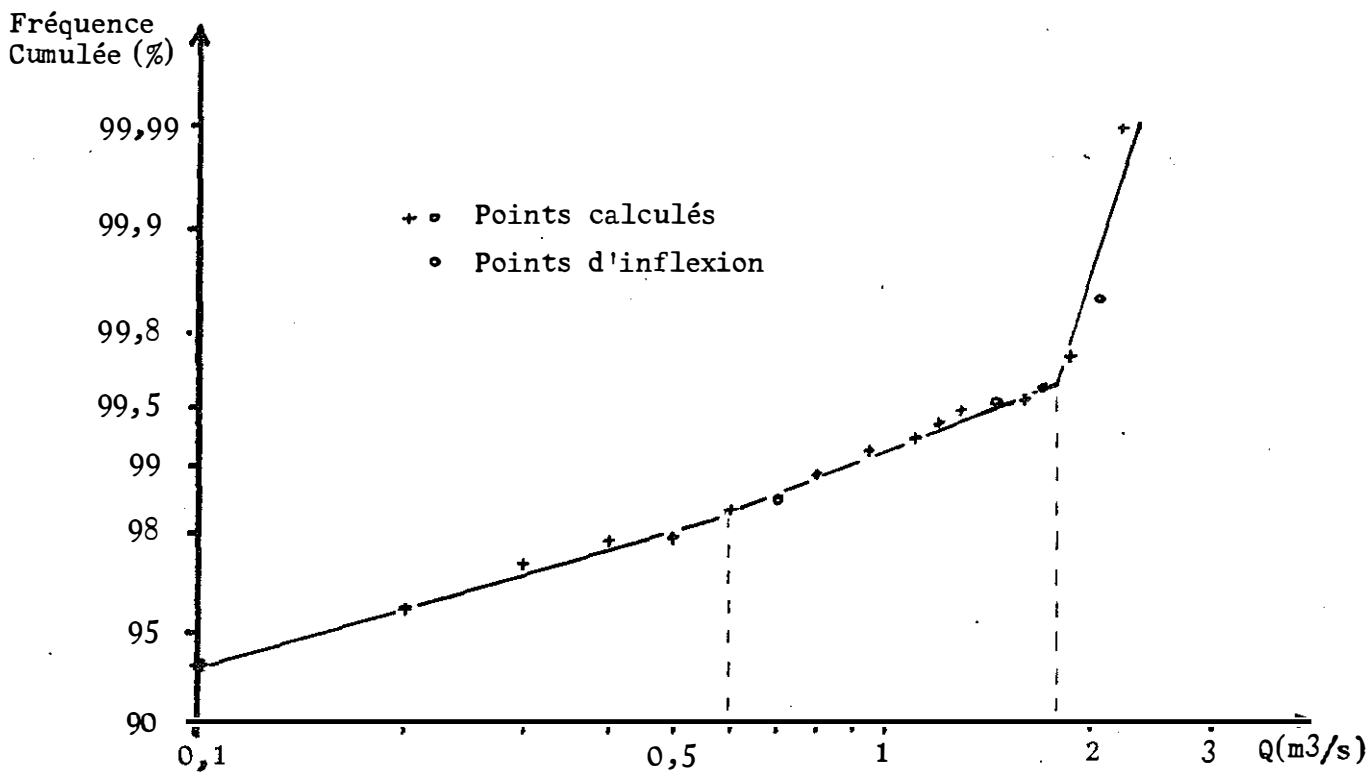


Figure 78. COURBE MOYENNE DES DEBITS CLASSES AU GOUL DU PONT.

2 - Débits moyens journaliers au GOUL DU PONT.

Du 01.04.83 au 21.08.85, les débits moyens journaliers s'échelonnent de 0 à 2180 l/s avec une nette prédominance des faibles débits. L'écoulement annuel à cet exutoire est estimé à 1,51 . 10^{6} m^3. Le débit moyen de 48 l/s, calculé sur deux ans, est ainsi entaché d'un fort coefficient de variation (128 %) et n'apparaît pas en rapport avec les dimensions du réseau du GOUL DU PONT: la prédominance des faibles débits tout au long de l'année, la rapidité de passage des crues ainsi que l'existence d'un tarissement total - qui s'est échelonné sur 50 jours en 1983 - sont caractéristiques du comportement hydrodynamique d'un réseau faisant office de trop-plein.

La courbe des débits classés a été calculée sur les 868 jours de mesure disponibles puis ramenée à la durée d'un cycle hydrologique moyen. La première classe de débit regroupe à elle seule 93,8 % des valeurs (voir annexe II.7): compte tenu de la largeur du spectre de débits et du nombre de mesures disponibles, il n'a pas été possible de présenter un découpage plus fin que par classes de 100 l/s. En portant la répartition des débits sur un graphe gausso-logarithmique, on met en évidence deux principales augmentations de pente à 0,6 m^3/s et 1,8 m^3/s (voir figure 78): elles traduisent l'arrivée d'apports supplémentaires extérieurs au système karstique des sources de TOURNE: on peut ainsi envisager l'hypothèse de pertes situées sur le plateau de SAINT-REMEZE et qui entreraient successivement en fonctionnement.

Le principal axe de drainage superficiel du plateau est représenté par le ruisseau de RIMOUREN dont on a vu que le cours est jalonné de nombreuses pertes. On sait d'autre part que le réseau de la grotte de la PASCALOUNE, qui s'ouvre à une dizaine de mètres d'altitude relative dans les gorges de ce ruisseau, renferme un cours d'eau souterrain qui rejoint pratiquement en totalité les sources de TOURNE (voir chapitre suivant): on peut penser, au premier abord, à des relations entre les pertes du ruisseau de RIMOUREN et le réseau actif de la grotte de la PASCALOUNE. L'existence de telles relations nécessite obligatoirement que le ruisseau soit en eau sur une grande partie de son cours, ce qui est un évènement assez peu fréquent qui a été observé le 16/11/84: le ruisseau de RIMOUREN, au niveau de la résurgence du PONT-DOUBLE (c'est-à-dire à

la sortie de ses gorges), débitait approximativement 2 à 3 m^3/s tandis que le débit moyen mesuré au GOUL DU PONT était de 0,82 m^3/s.

On propose donc l'hypothèse selon laquelle des relations existent, en crue, entre les pertes du ruisseau de RIMOUREN et les sources de TOURNE, via des réseaux karstiques tel celui de la PASCALOUNE: cela correspondrait, au GOUL DU PONT, à la première rupture de pente observée, c'est-à-dire aux débits supérieurs à 0,6 m^3/s.

La seconde augmentation de pente, nettement plus marquée, provient d'évènements plus exceptionnels: leur fréquence d'apparition est de 0,27 % soit de l'ordre d'un jour par an. Ils seraient à relier aux plus importantes crues du ruisseau dont on trouve des traces à plusieurs mètres de hauteur dans la zone centrale des gorges: les eaux ne transiteraient plus, comme précédemment, par infiltration à travers le fond du lit ou ses berges, mais par injection directe dans des réseaux karstiques perchés de quelques mètres(réseau dit "des pertes du ruisseau de RIMOUREN", réseau "-33", ...).

3 - Débits moyens mensuels aux deux exutoires.

La figure 79 montre la relation entre les débits au GOUL DE LA TANNERIE (GTA) et ceux mesurés au même moment au GOUL DU PONT (GPO): on observe une corrélation satisfaisante entre les débits moyens aux deux exutoires, ce qui signifie que la courbe de tarage utilisée au GOUL DE LA TANNERIE se révèle être une bonne approximation de la relation $Q = f(H)$, H représentant la hauteur d'eau dans la vasque (mesurée sur une échelle limnimétrique).

La courbe présente une rupture de pente au point de coordonnées:

$X = Q_{GTA} = 59,0$ l/s;
$Y = Q_{GPO} = 15,3$ l/s.

Les équations des deux segments de droite obtenus sont ainsi:

- pour $X < 15,3$ l/s : $Y = 2,64.X + 18,6$ avec $r = 0,968$ (11 mesures);
- pour $X > 15,3$ l/s : $Y = 73,0.X - 1060$ avec $r = 0,975$ (29 mesures).

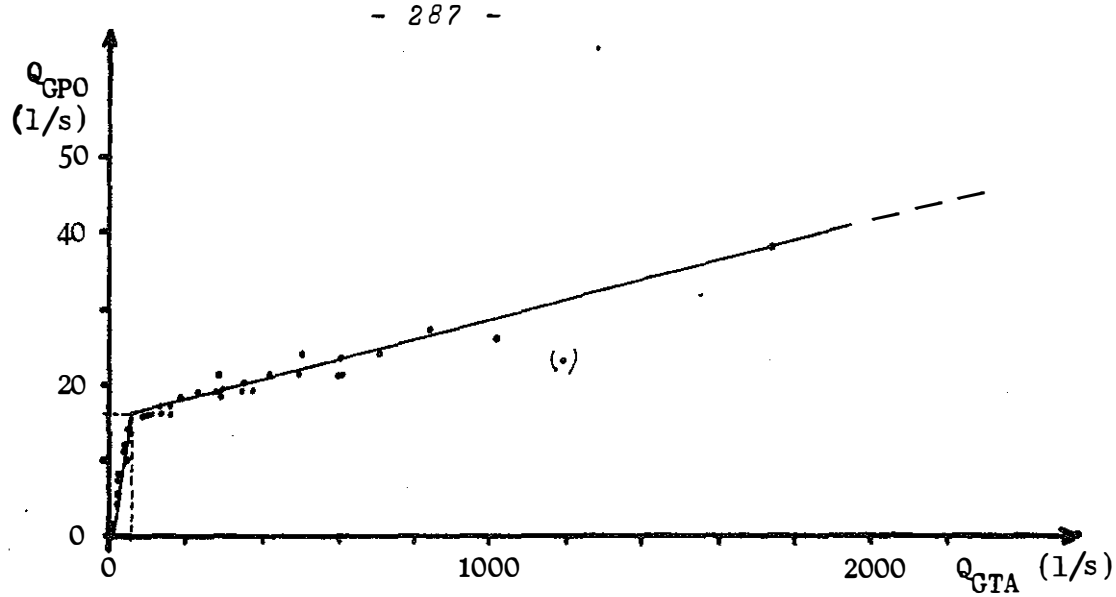


Figure 79 - RELATIONS ENTRE LES DEBITS AUX DEUX EXUTOIRES DE TOURNE

Figure 80- PLAN DE SITUATION DU FORAGE SR1-84 ET DES PIEZOMETRES UTILISES LORS DU POMPAGE D'ESSAI DE SEPTEMBRE 1984 (in S.E.C.M.A.P.P., 1984)

0 0,5 1 km

Echelle

NORD

Remarque: r représente le coefficient de corrélation linéaire: la prise en compte du point extrême de coordonnées (1200; 23) donnerait un coefficient de 0,936 pour 30 mesures. Ce point, trop éloigné de la droite de régression, a été éliminé des calculs.

Le point (59; 15,3) marque l'entrée en fonctionnement, en hautes-eaux ou en crue, d'un trop-plein représenté par le GOUL DU PONT. Cet exutoire possèderait ainsi un comportement mixte:

- de 0 à 15,3 l/s, il draînerait ses propres réserves;
- au-delà de 15,3 l/s, il évacuerait une partie du volume dynamique de crue du réseau du GOUL DE LA TANNERIE.

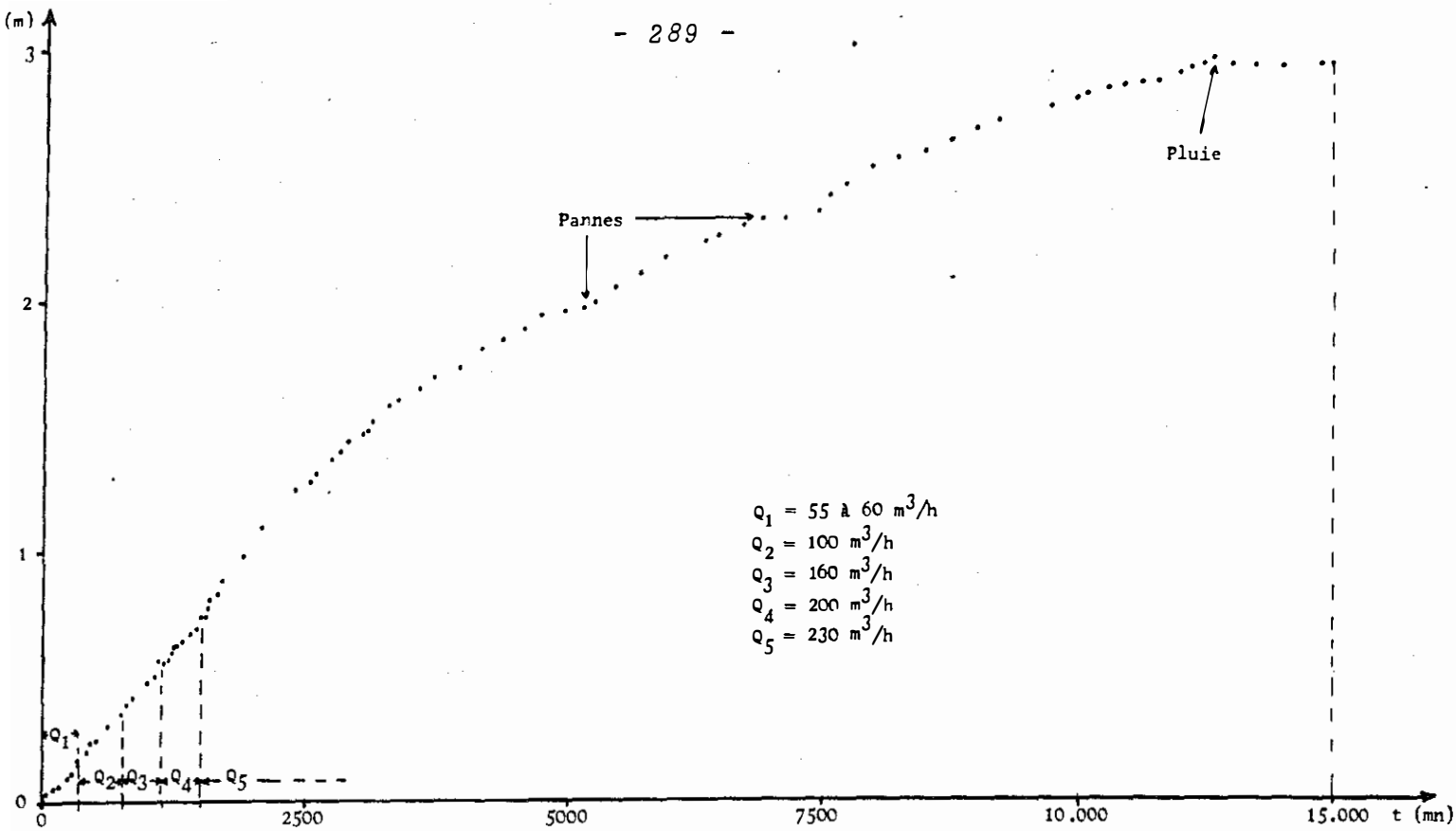
Lorsque l'étiage se prolonge plus d'une centaine de jours, l'apparition d'un tarissement complet au GOUL DU PONT, alors que celui de la TANNERIE débite encore une dizaine de litres par seconde vient confirmer l'hypothèse de son fonctionnement en trop-plein.

Ces observations indiquent que les deux sources de TOURNE correspondent à deux exutoires étagés d'un seul et même réseau karstique. On peut penser que le réseau du GOUL DU PONT serait une galerie diffluente du drain principal qui déboucherait au GOUL DE LA TANNERIE: la séparation en deux réseaux n'a pas été reconnue en plongée car elle doit intervenir à une distance supérieure à un kilomètre des exutoires et à plus de 125 m sous les niveaux d'entrée.

C - PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES DU SYSTEME KARSTIQUE.

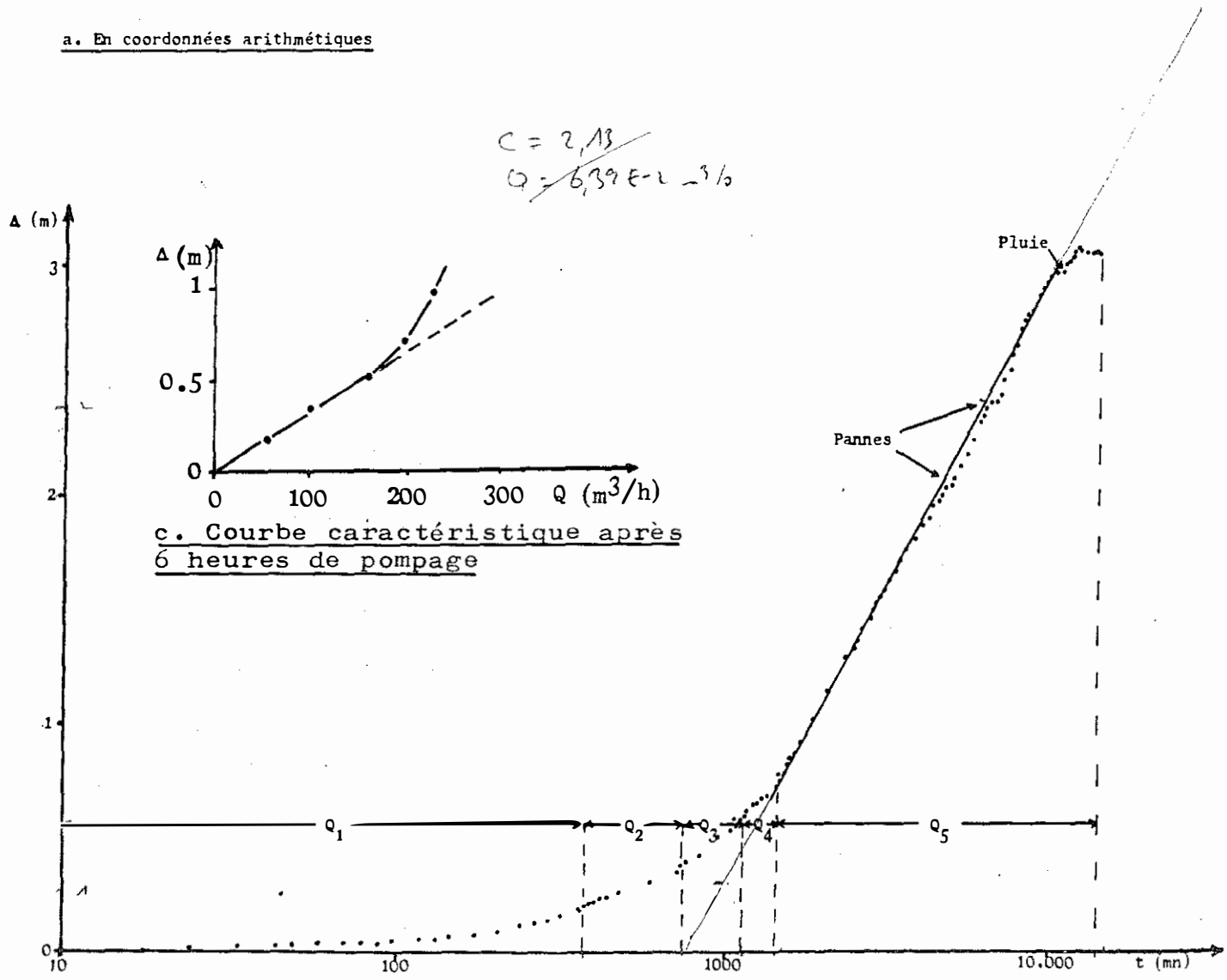
1 - Résultats du pompage d'essai.

N'ayant pu obtenir la chronique du déroulement du pompage, on a dû relever les coordonnées de chaque point directement sur les graphiques fournis par la S.E.C.M.A.P.P., ce qui introduit une incertitude sur les résultats. Les rabattements ont été observés, pendant la descente et la remontée, dans le forage SR1-84 et en sept points distants de 55 à 2875 m (voir figure 80),



a. En coordonnées arithmétiques

C = 2,13
Q = 6,39 E-2 $\Delta^{3/2}$



c. Courbe caractéristique après 6 heures de pompage

b. En coordonnées semi-logarithmiques

Figure 81 - RABATTEMENT A LA DESCENTE DANS LE FORAGE SR1-84 (d'après S.E.C.M.A.P.P., 1984)

cependant aucune courbe de remontée n'a pu être interprétée, conséquence probable des précipitations survenues en fin de pompage.

1.1. Résultats au forage de pompage.

Aucune stabilisation du rabattement, autre que celle imputable aux précipitations des derniers jours, n'a pu être mise en évidence sur la figure 81a. L'effet de capacité dure une journée à un débit moyen résultant de l'ordre de 90 m^3/h (le pompage étant par paliers enchaînés)..

La courbe caractéristique tracée après 6 heures de pompage à chaque palier donne un débit critique de l'ordre de 200 m^3/h (voir figure 81.c). L'interprétation de la droite, obtenue sur le graphique semi-logarithmique (voir figure 81.b), en termes de transmissivité selon la formule de JACOB fournit une valeur de $4,7 . 10^{-3} m^2/s$. L'utilisation de la méthode de WITHERSPOON et al. ne donne pas de résultat satisfaisant car le conduit karstique ne peut pas être assimilé à une fracture verticale ou horizontale semi-infinie.

1.2. Résultats aux piézomètres.

Les résultats du tableau XXXII peuvent être scindés en deux séries qui traduisent l'anisotropie de l'aquifère testé:

- la première série renferme le forage de pompage et les piézomètres directement situés sur ou à proximité du drain majeur du système karstique (SR1-84, F1, forage ROUSTAIN et sources de TOURNE), caractérisés par des rabattements importants;

- la seconde série regroupe les forages F2, F5 et LAFFONT, éloignés de quelques kilomètres au Nord, où les rabattements sont plus faibles (voir figure 82).

***Remarque**: aux forages LAFFONT et F5, respectivement après 9,7 et 9,3 jours, le rabattement par module logarithmique (c) augmente d'un coefficient 1,2 et 1,9 (voir figure 83): en F5, cela correspond pratiquement à un doublement de la pente, caractéristique - <u>en milieu poreux</u> - de l'influence d'une limite étanche.*

PIEZOMETRE	X	Δmax	T	S
SR1-84	0	2,96	$4,7.10^{-3}$	/
F1	55	2,96	$4,7.10^{-3}$	2,8*
ROUSTAIN	550	2,90	/	/
GPO	580	2,89	$4,7.10^{-3}$	1,5
GTA	620	2,88	$4,8.10^{-3}$	1,4
Moyenne 1	360	2,92	$4,7.10^{-3}$	1,9
F2	2800	0,66	$9,6.10^{-3}$	0,6
F5	2825	0,96	$6,7.10^{-3}$	0,5
LAFFONT	2875	1,01	$6,7.10^{-3}$	0,5
Moyenne 2	2830	0,88	$7,7.10^{-3}$	0,5

Tableau XXXII - RESULTATS DU POMPAGE DE SEPTEMBRE 1984 INTERPRETES PAR LA METHODE DE JACOB.

Légende: *X Distance du piézomètre au forage de pompage (SR1-84) (m)*
Δmax Rabattement maximum observé (m)
T Transmissivité (m^2/s)
S Coefficient d'emmagasinement (%)
** Résultat donné par la S.E.C.M.A.P.P., 1984 (interprétation de THEISS)*

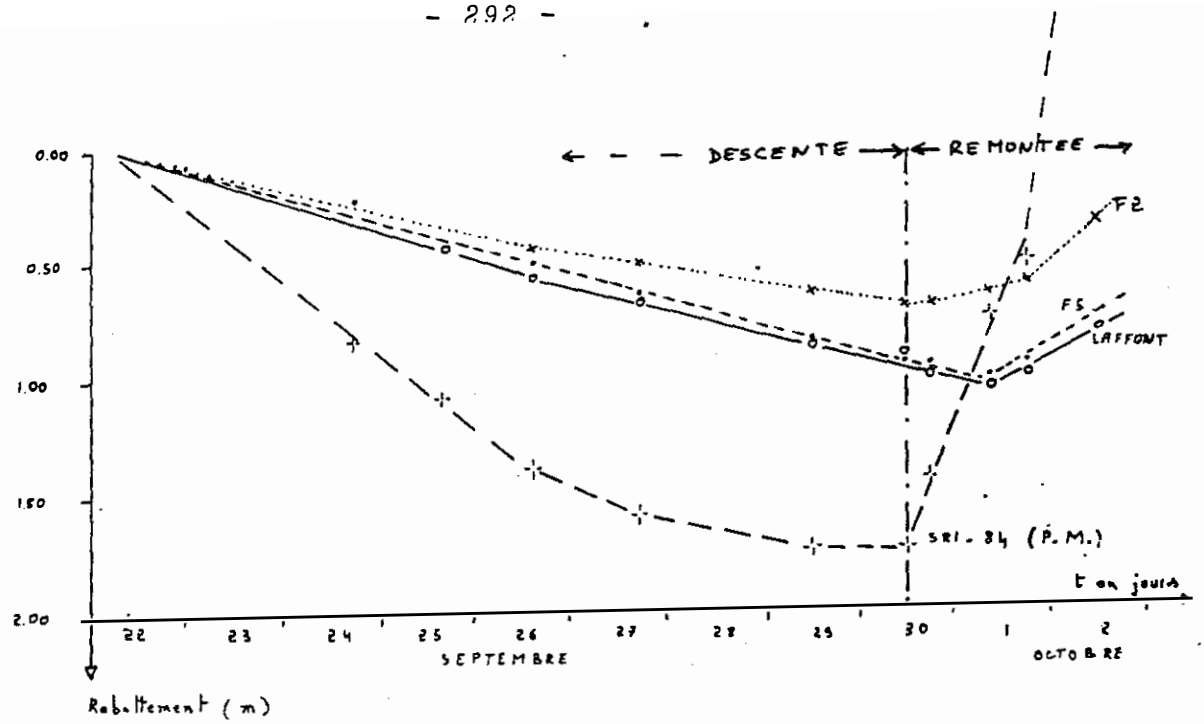


FIGURE 82 . OBSERVATIONS SUR LES PIEZOMETRES ELOIGNES.
(in S.E.C.M.A.P.P., 1984)

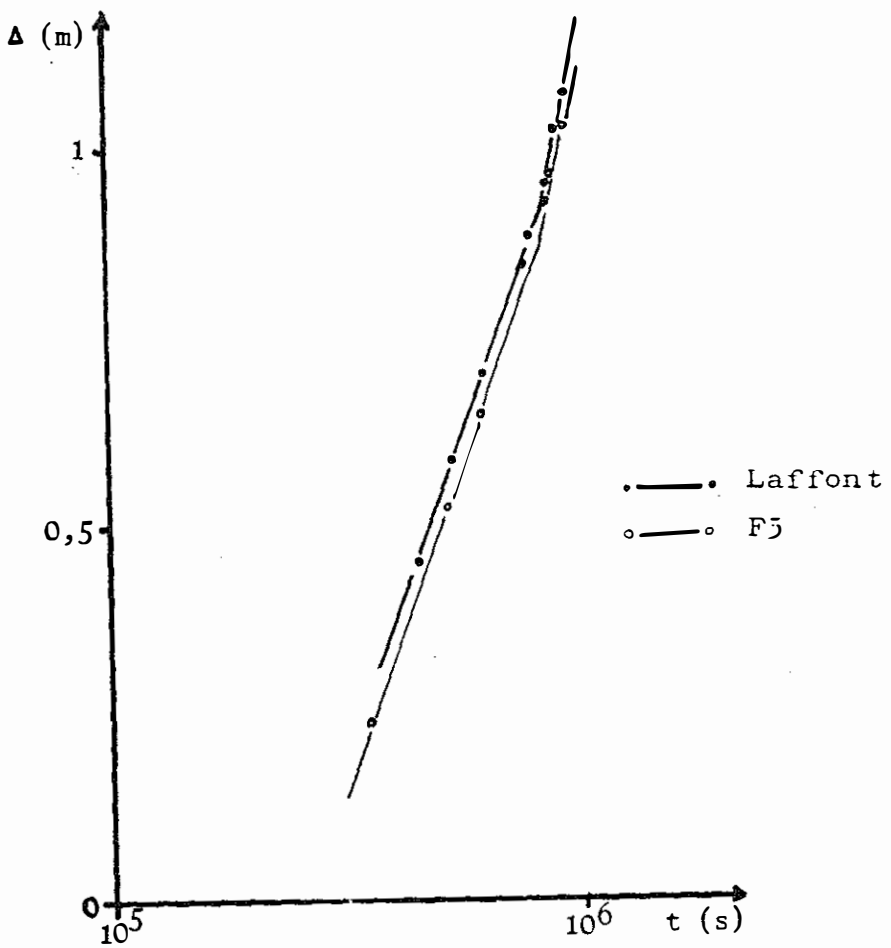


FIGURE 83 . RABATTEMENTS A LA DESCENTE
DANS LES FORAGES F5 ET LAFFONT.

1.3. Hypothèses sur les conditions aux limites.

1.3.1. Limite Nord.

Concernant la limite étanche repérée au nord des forages LAFFONT et F5, l'hypothèse la plus plausible, dans le contexte structural étudié, est celle d'une faille-écran de direction N 140 à N 160 (faille calcifiée, colmatée par des argiles ou à rejet important). Les résultats des opérations de traçage (cf. plus loin) ont montré une divergence des écoulements souterrains entre les sources de TOURNE d'un côté et le secteur de TOUTES AURES, COUSIGNAC et du PONT-DOUBLE de l'autre. L'existence d'une limite étanche au niveau du petit faisceau de failles de TOUTES AURES/COUSIGNAC serait compatible avec ces données (voir figure 84).

1.3.2. Limite Est.

On a vu que la zone de flexure, qui provoque le plongement des couches urgoniennes en bordure de la vallée du RHONE, n'était pas assimilable à une faille et autorisait donc une certaine continuité au sein des calcaires. On a cependant choisi de limiter le bassin hydrogéologique étudié à cette zone de flexure (voir figure 84) en excluant, sur les bases physico-chimiques précédemment citées, toute communication entre le RHONE ou ses nappes alluviales et l'aquifère karstique sous-jacent. L'absence d'apparition d'une limite à potentiel imposé lors du pompage vient corroborer cette hypothèse: le colmatage du lit du fleuve, l'épaisseur de ses alluvions et la présence des couches argileuses du Pliocène doivent interdire tout échange d'eau.

Remarque: *le contexte structural de la rive droite du RHONE (copeau tectonique de PIERRELATTE, écailles d'UCHAUX, failles de BOLLENE et de SAINT-RESTITUT, ...) implique très certainement des discontinuités majeures dans les couches urgoniennes donc une limite latérale (étanche ?) de l'aquifère karstique: il semble cependant qu'à proximité des sources de TOURNE cet aquifère s'enfonce sous les alluvions rhodaniennes sans rencontrer de limite lithologique ou tectonique majeure.*

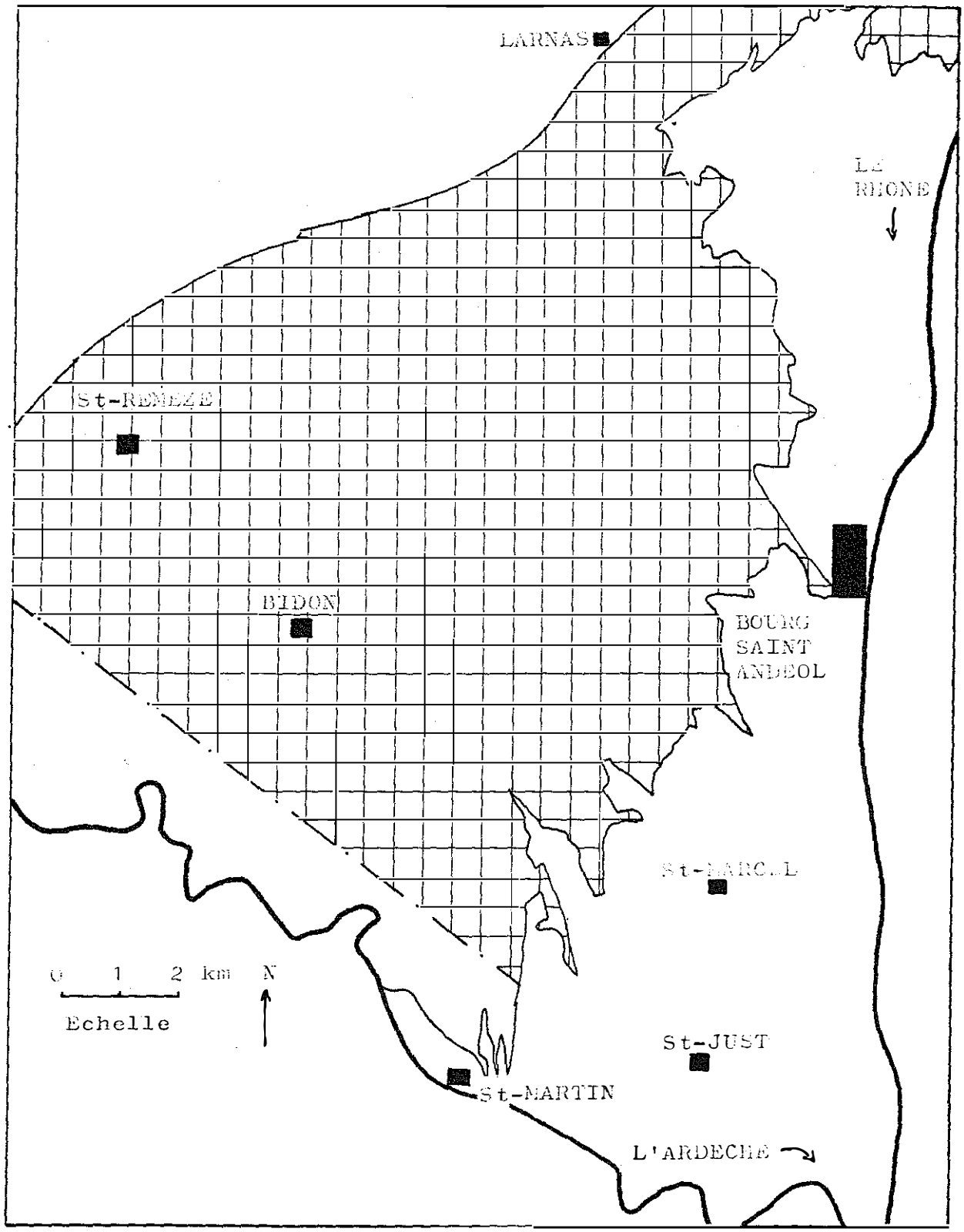


FIGURE 84 . LIMITES PROBABLES DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE EN BORDURE DU RHONE ET DE L'ARDECHE.

Légende :

- Agglomération
- Cours d'eau
- Accident tectonique
- Limite des affleurements urgoniens
- Limite Sud-Ouest
- Bassin hydrogéologique

2 - Analyse des courbes de récession.

2.1. Formule de MAILLET.

Une dizaine de courbes de récession a été étudiée de 1983 à 1985, par la formule de MAILLET, essentiellement au GOUL DU PONT (voir tableau XXXIII). Cette formule décrit une décroissance exponentielle du débit, pendant toute la durée du tarissement, de la forme:

$$Q_t = Q_o e^{-\alpha t}$$

où t est le temps en jours (j)

α, le coefficient de tarissement (j^{-1})

Q_o, le débit à l'origine du tarissement (m^3/h).

Les problèmes de représentativité du seuil de tarage et de fonctionnement du limnigraphe au faibles débits (Q < 16 l/s) rendent délicate l'interprétation de ces courbes: la figure 85 en est un exemple. Les paramètres obtenus par application de la méthode de MAILLET sont ainsi entachés d'une incertitude importante: si le débit fictif initial du karst noyé (Q_o) admet un coefficient de variation tolérable (20,2 %), il n'en est pas de même pour le coefficient de tarissement (83,7 %).

Il a donc fallu sélectionner les valeurs calculées compatibles avec les observations: celles-ci montrent, lors des étiages, de 1983 à 1985, qu'un tarissement total des sources (Q = 0) apparaît entre 100 et 130 jours après les dernières décrues. Or la formule de MAILLET permet d'estimer le pourcentage de volume dynamique écoulé (V) en fonction du temps (t) et du coefficient de tarissement (α) par l'équation (voir figure 86):

$$V\ \% = 100\ (1 - e^{-\alpha t}).$$

D'après les tarissements 1983, 1984 et 1985, le coefficient de tarissement moyen donné par la vidange totale du volume dynamique doit être supérieur à $10^{-2}\ j^{-1}$. Sur les 7 tarissements qui satisfont à cette condition on obtient les valeurs moyennes suivantes (coefficients de variation entre parenthèses):

DATE	LIEU	Q_0	α	W_0	REFERENCE
03.05.83	GTA	1050	$4,02.10^{-3}$	2257	P. GOMBERT
19.05.83	GTA	250	$3,60.10^{-2}$	600	L. BELLEVILLE (1985)
19.05.83	GPO	19,3	$4,42.10^{-3}$	377	P. GOMBERT
15.10.83	GPO	18,1	$4,85.10^{-3}$	322	P. GOMBERT
15.12.83	GPO	24,5	$2,72.10^{-2}$	78	P. GOMBERT
20.12.83	GPO	21,9	$1,80.10^{-2}$	105	S.E.C.M.A.P.P. (1984)
20.12.83	GPO	20,5	$1,09.10^{-2}$	162	P. GOMBERT
07.06.84	GPO	26,0	$2,20.10^{-2}$	102	S.E.C.M.A.P.P. (1984)
07.06.84	GPO	22,3	$8,46.10^{-3}$	228	P. GOMBERT
17.11.84	GPO	31,0	$4,92.10^{-2}$	54	P. GOMBERT
20.12.84	GPO	22,5	$1,00.10^{-2}$	194	P. GOMBERT
27.01.85	GPO	24,0	$1,13.10^{-2}$	183	P. GOMBERT
06.03.85	GPO	21,2	$2,73.10^{-3}$	671	P. GOMBERT
12.05.85	GPO	20,2	$4,25.10^{-3}$	411	P. GOMBERT
21.05.85	GPO	36,0	$3,48.10^{-2}$	89	P. GOMBERT
COEFFICIENT DE VARIATION (%)		20,6	72,1	85,2	

Tableau XXXIII - ANALYSE DES COURBES DE RECESSION AUX SOURCES DE TOURNE DE 1983 A 1985 PAR LA METHODE DE MAILLET.

Légende: *GTA* *GOUL DE LA TANNERIE*
GPO *GOUL DU PONT*
α *Coefficient de tarissement* (j^{-1})
Q_0 *Débit fictif initial du karst noyé* (l/s)
W_0 *Volume dynamique* (10^3 m^3)

Remarque: *les valeurs soulignées sont considérées comme représentatives pour le cycle auquel elles appartiennent (cf. texte).*

DATE	LIEU	t_i (j)	r' (j^{-1})	ϵ (j^{-1})	i	K
03.05.83	GTA	30	0,033	0,2 à 0,3	0,6 à 0,7	0,01
19.05.83	GTA	14	0,071	/	/	0,01
15.12.83	GPO	5	0,200	/	/	0,05
20.12.83	GPO	8	0,125	/	/	0,07 à 0,11
17.11.84	GPO	4	0,250	/	/	0,04
20.12.84	GPO	13	0,077	0,5	0,42	0,13
27.01.85	GPO	7	0,143	/	/	0,12
21.05.85	GPO	10	0,100	1,3	0,22	0,05

Tableau XXXIV - CALCUL DE LA FORMULE DE MANGIN POUR PLUSIEURS CRUES.

Légende: *GTA* *GOUL DE LA TANNERIE*
GPO *GOUL DU PONT*
$t_i = 1/r'$ *Durée de la décrue*
i et K *Coordonnées des points dans la classification de MANGIN*
ϵ *Coefficient d'hétérogénéité.*

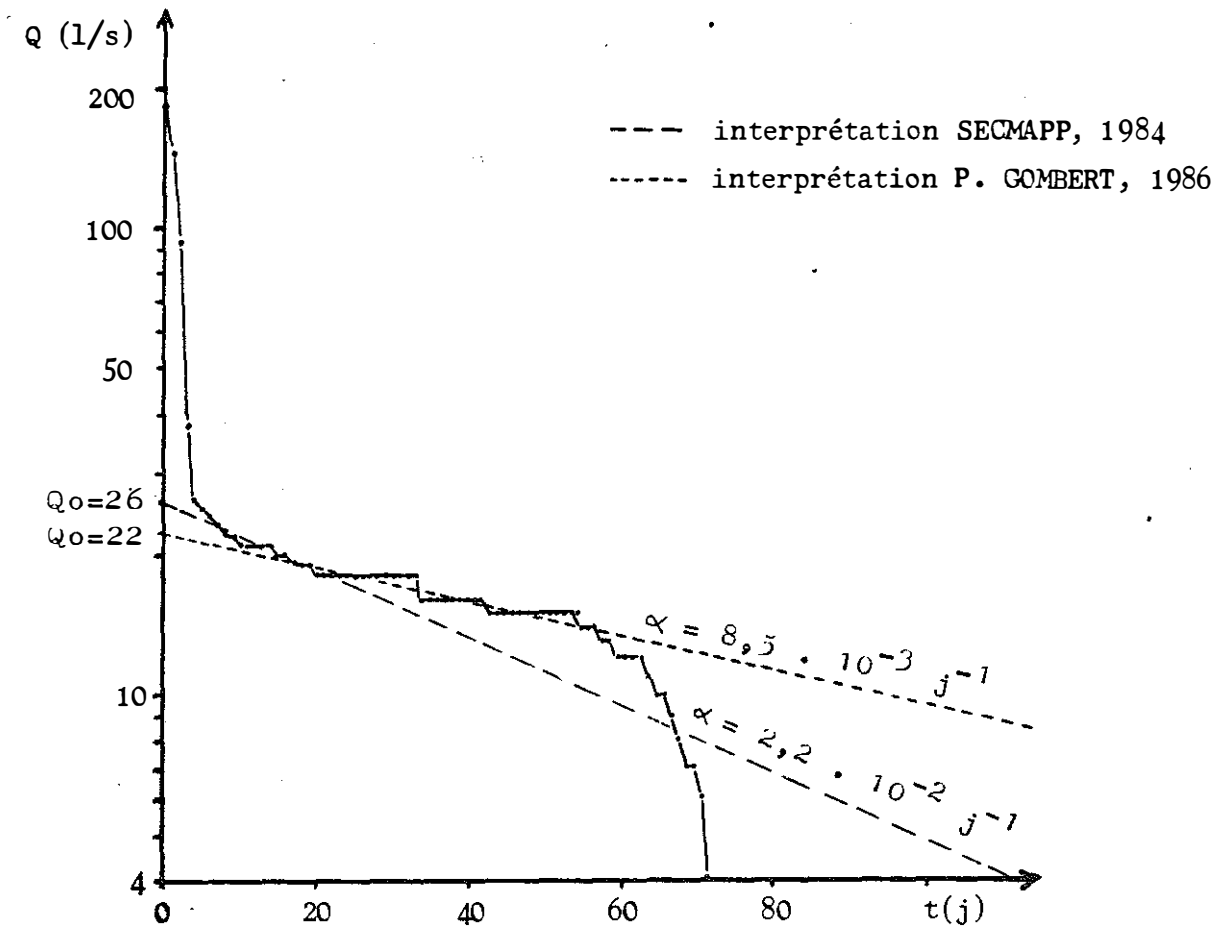


FIGURE 85 . HYDROGRAMME DE CRUE DU 07.06.84 AU GOUL DU PONT ET INTERPRETATION DU TARISSEMENT PAR LA FORMULE DE MAILLET.

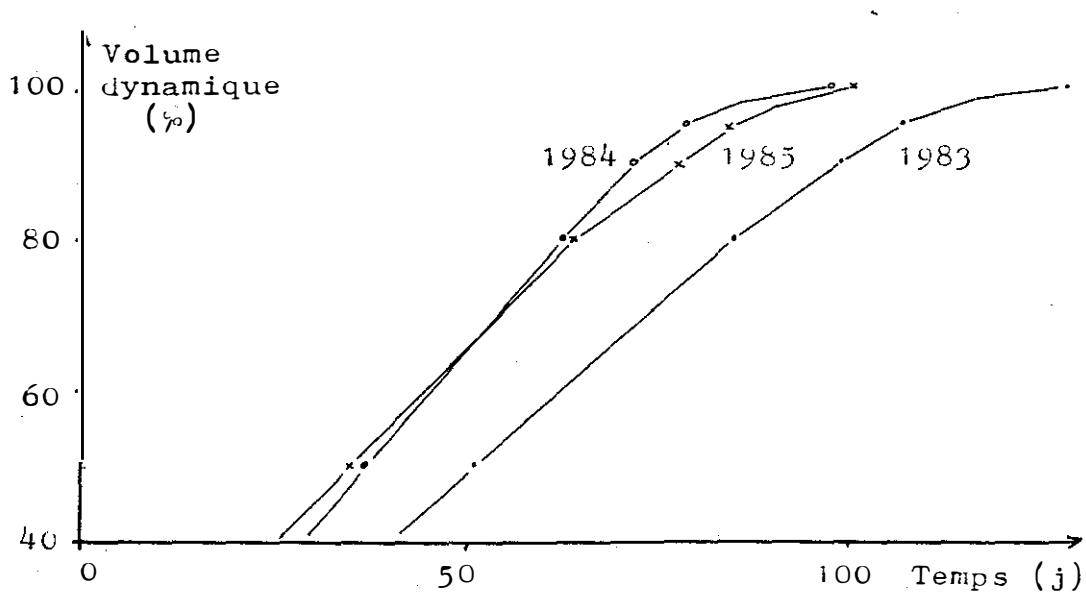


FIGURE 86 . EVOLUTION DU VOLUME DYNAMIQUE ECOULE PENDANT L'ETIAGE EN FONCTION DU TEMPS (Goul du Pont).

Q_o = 26,6 l/s (17,9 %)

α = 2,46 . 10^{-2} j^{-1} (52,2 %)

W_o = 229.000 m^3 (42,7 %)

Remarque: *les 2 valeurs obtenus au GOUL DE LA TANNERIE donnent un coefficient de tarissement du même ordre de grandeur mais un débit à l'origine et un volume dynamique nettement plus importants.*

2.2. Formule de MANGIN.

Parmi les valeurs retenues pour l'application de la formule de MAILLET seules trois se prêtent à une décomposition complète selon la méthode de MANGIN (voir tableau XXXIV et figure 87). Ceci permet de reporter les deux réseaux karstiques dans le diagramme de classification de cet auteur (voir figure 88). Concernant les deux sources de TOURNE, on en déduit que:

- leurs réseaux comportent une zone noyée de volume négligeable (K_{max} = 0,13) et, de ce fait, leur pouvoir régulateur est extrêmement faible;

- dans les deux systèmes le ruissellement domine (A. MANGIN, 1975);

- le GOUL DU PONT apparaît nettement karstifié tantôt en aval (i = 0,22), tantôt en amont (i = 0,42) avec, peut-être, des retards à l'alimentation dus au draînage de terrains non karstiques;

- le GOUL DE LA TANNERIE possède un comportement hydrodynamique qui le classe parmi les karsts complexes et de grandes dimensions (i > 0,5).

3 - Corrélogrammes des débits moyens journaliers.

Grâce aux chroniques de débit du S.R.A.E., on dispose de 868 valeurs moyennes journalières de débit au GOUL DU PONT dont le corrélogramme, avec une fenêtre d'observation inférieure à 50 jours, est présenté en figure 89. Les corrélogrammes spécifiques des cycles 1983-84 et 1984-85 d'une durée respective de 340 et 332 jours (par défaut pour celui-ci dont il manque les dernières données) ont également été tracés mais ne figurent pas ici. Ces trois documents

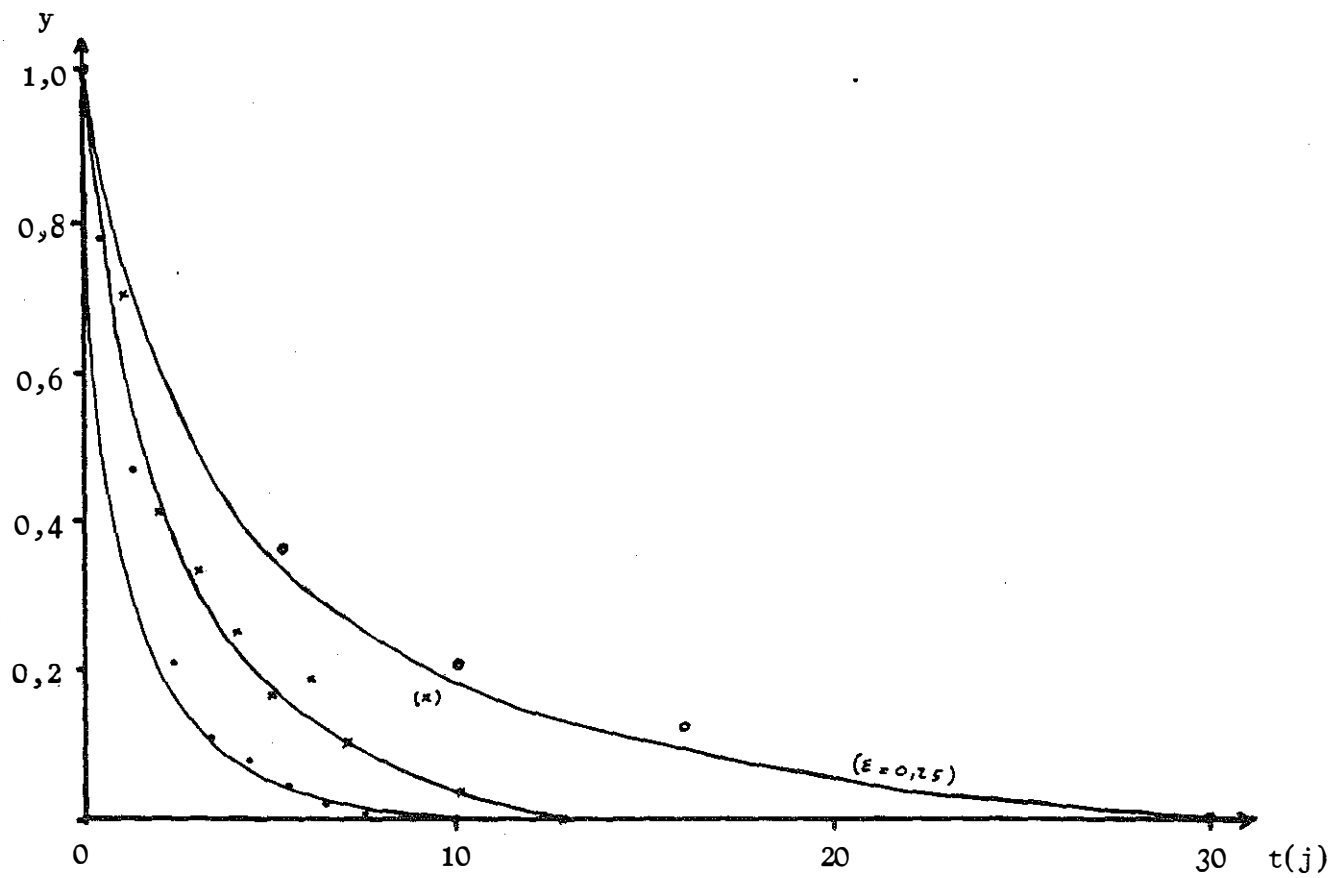


FIGURE 87 . INTERPRETATION DES DECRUES OBSERVEES AUX SOURCES DE TOURNE PAR LA METHODE DE MANGIN.

Légende :

- ° Crue du 03.05.83 au Goul de la Tannerie
- × Crue du 20.12.84 au Goul du Pont
- • Crue du 21.05.85 au Goul du Pont

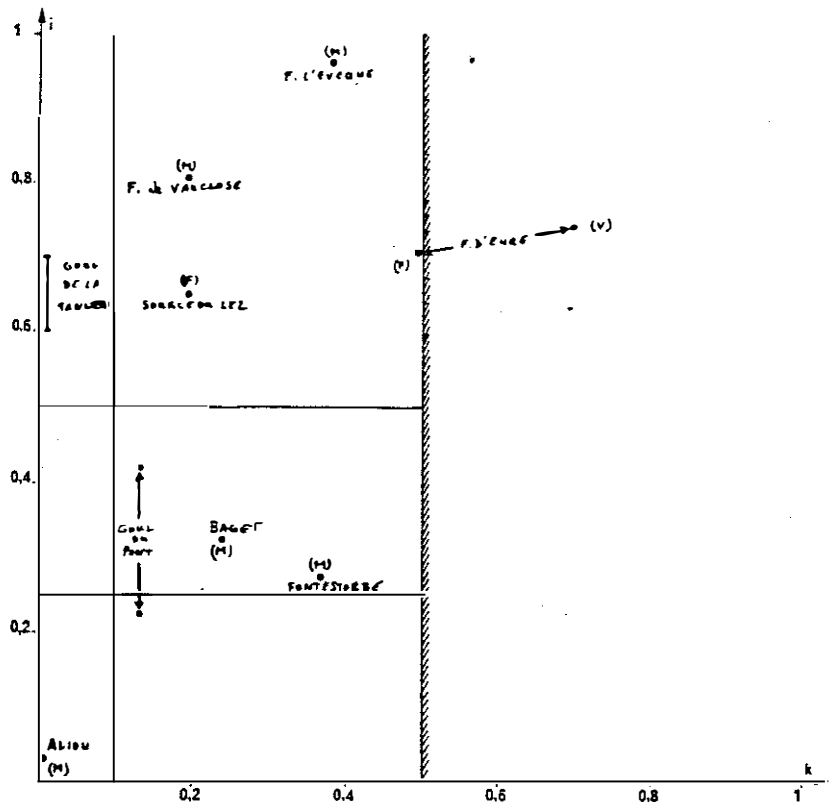


Figure 88 - CLASSIFICATION DES SYSTEMES KARSTIQUES SELON LA NOMENCLATURE DE MANGIN

Légende :

i,k cf. Texte
F Fontaine
(M) A. MANGIN, 1975
(F) G. FABRE, 1980
(V) P. VERREZ, 1985

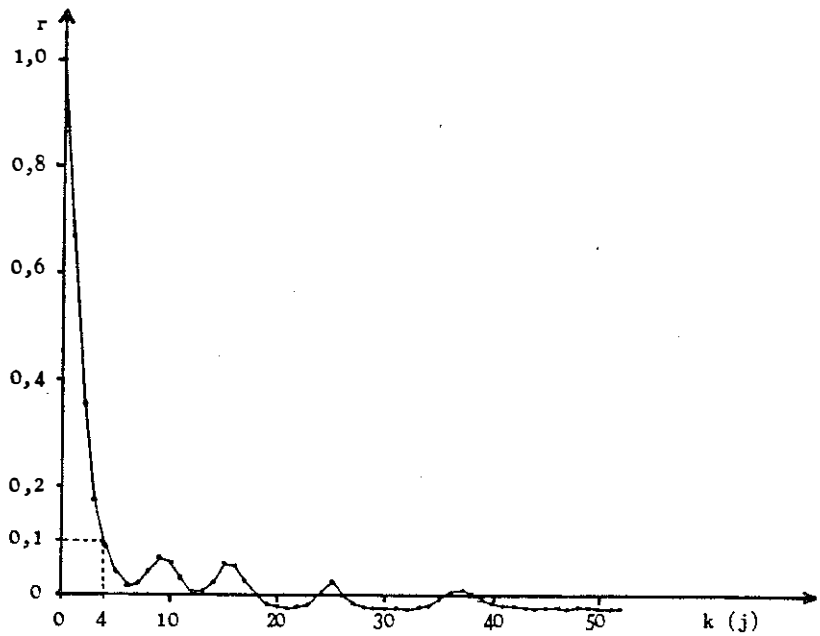


Figure 89 - CORRELOGRAMME DES DEBITS MOYENS JOURNALIERS AU GOUL DU PONT D'AVRIL 1983 A AOUT 1985

Légende :

r Coefficient d'auto-corrélation
k Pas de temps

montrent un coefficient d'auto-corrélation inférieur à 0,1 à partir de 4 à 5 jours, ce qui traduit une faible dépendance des évènements entre eux: associé à l'allure très pointue des hydrogrammes de crue, cet "effet-mémoire" réduit à quelques jours traduit des écoulements rapides. Pour A. MANGIN (1982), il correspond aux aquifères parfaitement drainés, sans réserves, avec un karst noyé réduit aux drains.

On observe également quelques pics de 9, 15 et 25 jours de période: leur signification peut être recherchée, par analogie avec ce qui a été mis en évidence dans les PYRENEES, dans une grande sensibilité du fonctionnement du système à la répartition périodique des pluies (M. LEPILLER, 1982). Cependant il conviendrait, pour confirmer cette hypothèse, de posséder plusieurs années de chroniques de débits et de comparer le corrélogramme moyen à celui des précipitations.

4 - Résultats des opérations de traçage.

4.1. Présentation des expériences.

4.1.1. Sur le plateau de SAINT-REMEZE.

Six opérations de traçage ont eu lieu de mai 1983 à juin 1984 sur le plateau de SAINT-REMEZE (voir tableau XXXV et figure 90).

a - Zone occidentale.

De la fluorescéine a été injectée dans le ruisseau de PISSEVIELLE qui draîne les marno-calcaires hauteriviens à l'ouest de SAINT-REMEZE, en aval du ruisseau des FONTS. Une relation nette et rapide existe entre ses pertes et les sources jalonnant la reculée du TIOURRE. Les sources de la MINOTERIE et du BAS-MOULIN, qui sont des résurgences de la source de TIOURRE à travers les colluvions de pied de falaise, ont pu être contaminées soit directement par le karst, soit par infiltration du colorant sorti de la source de TIOURRE.

On notera l'absence de réapparition du colorant à la source du ROCHER DE L'AIGUILLE, laquelle draînerait ainsi l'unité isolée du SERRE DE TOURRE.

DATE	LIEU D'INJECTION	LIEU(X) DE REAPPARITION	ALTITUDE D'INJECTION (m)	TRAJET (km)	PENTE (%)	TEMPS (j)	VITESSE MAXIMALE (m/h)	CONDITIONS	MASSE DE TRACEUR (kg)
17.05.83	Ruisseau de PISSEVIELLE	Source du TIOURRE Source de la MINOTERIE Source du BAS-MOULIN	280	0,85 / /	4,7 / /	1 / /	100 / /	crue	0,220
03.12.83	Ruisseau d'IMBOURG	Résurgence du PONT-DOUBLE	220	2,4	5	6	17	étiage	2,5
29.01.84	Réseau SOLVAY	NEANT (pas de fluocapteurs aux sources de TOURNE)	100	/	/	/	/	crue	1
01.06.84	Lapiaz au NE de l'aven de MARZAL Aven de VIGNE-CLOSE	NEANT Source du PASSERON	370 120	/ 4,3	/ 1,6	/ 30 à 45	/ 4 à 6	52,8 à 60,5 mm d'averses dans la première semaine	7,6* 3,5
23.06.84	Grotte de la PASCALOUNE	GOUL DE LA TANNERIE GOUL DU PONT Pompage C.G.E. Forage LAFFONT Puits RAYMOND	105	7,5 7,5 5,6 7,1	0,6 0,6 0,4 ?	26 26 ? ?	12 12 ? ?	décrue puis étiage	3 à 5
23.06.84? 01.06.84?	Grotte de la PASCALOUNE? Aven de VIGNE-CLOSE?	Sources du PASSERON et de SAINT-MARCEL	105 120	10? 4,3?	0,6? 1,6?	40 à 55 60 à 75	7,5 à 10,5 2,4 à 3	décrue + étiage averses	5? 3,5?

Tableau XXIV - RESULTATS DES OPERATIONS RECENTES DE TRACAGE EN RIVE GAUCHE DE L'ARDECHE (d'après L. BELLEVILLE, 1985).

Remarques: - *le colorant utilisé est la fluorescéine diluée dans 3,3 m³ d'eau sauf * rhodamine B*

- *la réapparition de fluorescéine aux sources de SAINT-MARCEL et de PASSERON peut-être imputée à l'une et/ou l'autre des deux opérations de Juin 1984.*

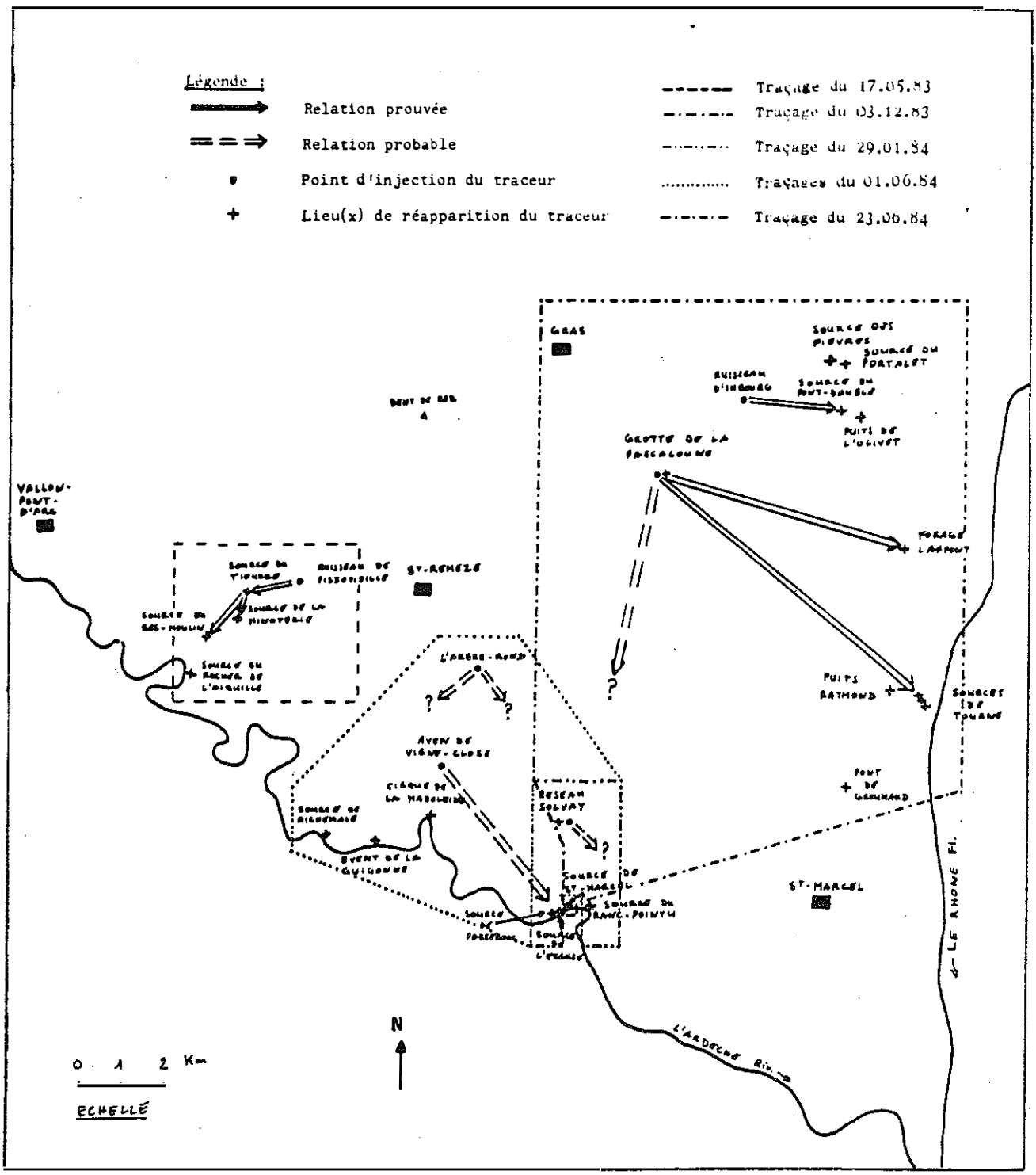


FIGURE 90 . SYNTHESE DES OPERATIONS DE TRACAGE SUR LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE.

b - Zone centrale des gorges.

La fluorescéine a été injectée dans le petit réseau actif de l'aven de VIGNE-CLOSE. L'évent de la GUIGONNE et les sources de RICHEMALE, du cirque de la MADELEINE et de l'ECLUSE n'ont pas été atteints par le traceur (ou très peu pour cette dernière qui ne présente, selon L. BELLEVILLE [1985] que des traces difficilement interprétables). L'extrême faiblesse des vitesses apparentes de circulation (4 à 6 m/h), malgré l'ampleur des précipitations qui ont suivi l'injection, traduit l'absence de drain karstique majeur et témoignerait d'un faible degré de hiérarchisation des écoulements souterrains: seule l'analyse des courbes de restitution du traceur en fonction du temps permettrait cependant de confirmer cette hypothèse.

L'échec de l'opération de traçage à la rhodamine, avec injection conjointe d'eau à partir de la surface lapiazée du plateau (lieu-dit L'ARBRE-ROND), montre également l'importance des volumes d'eau nécessaires pour saturer la zone superficielle du karst en début de période estivale; pourtant l'injection a été réalisée au fond d'une petite cavité, c'est-à-dire au niveau d'une zone intensément karstifiée.

Cette expérience de multitraçage montre que les relations entre le karst superficiel et la zone saturée ne semblent pas systématiques, au moins au niveau de la zone structurale 2 de R. GUERIN (1973), encore appelée bande faillée de SAINT-REMEZE (L. BELLEVILLE, 1985), dans laquelle la fracturation est intense en surface: la multiplicité des fissures ouvertes, liée à la position structurale de cette zone et à l'influence de la décompression superficielle, s'avérerait ainsi un facteur positif pour le développement des formes karstiques épigées mais serait défavorable pour le regroupement des circulations souterraines en un réseau de draînage caratéristique d'un karst évolué.

c - Zone aval des gorges.

La coloration effectuée dans le réseau actif SOLVAY de la grotte de SAINT-MARCEL est d'interprétation délicate: la fluorescéine a été injectée dans un petit écoulement au sommet du puits SOLVAY (L. BELLEVILLE, 1985), alors que les deux siphons accessibles donnant accès au réseau noyé se trouvent 60 m en

contrebas: il a dû en résulter une dispersion du traceur, avec un éventuel piégeage, avant son arrivée dans la zone saturée.

D'autre part, des fluocapteurs n'avaient été installés qu'aux sources de PASSERON, de l'ECLUSE et du RANC POINTU distantes d'environ 2 km. L'absence de fluocapteurs aux sources de TOURNE, constitue une lacune grave: ces exutoires ne sont séparés que de neuf kilomètres du point d'injection, ce qui représente, dans le cas d'une éventuelle connexion, une pente de 0,45 % comparable à celle existant entre ces sources et la grotte de la PASCALOUNE (voir ci-aprés). Une relation entre ces deux réseaux est peu probable au vu des données physico-chimiques précédemmment annoncées, bien qu'elle ait été évoquée par R. MAZELLIER (1971), mais cette expérience aurait justement permis de conclure!

d - Zone nord-est.

Les deux colorations effectuées en bordure des gorges du ruisseau de RIMOUREN sont fondamentales pour la délimitation du bassin versant géologique des sources de TOURNE.

La première, réalisée au niveau des pertes diffuses du ruisseau d'IMBOURG, en aval de sa cascade, a été suivie en quatorze endroits pendant deux mois (voir tableau XXXVI). Seule la source du PONT-DOUBLE a réagi positivement avec l'apparition, du 6e au 15e jour après l'injection, d'une coloration visible à l'oeil nu. Aucune autre réapparition de traceur n'a été notée, ce qui indique une bonne hiérarchisation des circulations karstiques ou, du moins, l'absence de diffluence. La vitesse calculée (17 m/h), compte tenu des conditions d'étiage hivernal dans lesquelles s'est déroulée l'opération, confirmerait la présence de drains importants, dans cette zone du massif karstique, sans liaison avec ceux situés plus au Sud. On notera enfin que le réseau actif de la grotte du BARRI TROUE (ou réseau "-33"), perte probable du ruisseau de RIMOUREN en période de crue, ne communique pas avec le ruisseau d'IMBOURG pourtant proche.

Cette remarque, à rattacher aux résultats présentés ci-après, tendrait à confirmer la divergence des directions d'écoulement des eaux issues de pertes sur le plateau, en fonction de leur altitude et de leur contexte géologique.

LIEU DE POSE DE FLUOCAPTEURS	ALTITUDE (m)	DISTANCE AU LIEU D'INJECTION (km)	PENTE (%)	FREQUENCE DES RELEVES	
				1er mois	2e mois
Grotte du BARRI TROUE	170	0,70	7,1	H	?
Grotte de la PASCALOUNE	105	2,08	4,6	H	?
Source du PONT-DOUBLE	90	2,35	5,5	J-H	?
Source des FIEVRES	170	2,45	2,0	J-H	?
Source du PORTALET	170	2,60	1,9	J-H	?
Puits de l'OLIVET	90	2,85	3,2	J-H	?
Forage SOFAC	75	5,76	2,5	H	Q
GOUL DU PONT	60	8,13	1,9	J	H
GOUL DE LA TANNERIE	60	8,18	1,9	J	H
Pompage C.G.E.	60	8,17	2,0	J	H
Pont de GROUMAUD	75	9,55	1,5	H	Q
Siphon SOLVAY	100	10,47	1,1	Q	M
Source de l'ECLUSE	45	12,50	1,4	Q	M
Source de SAINT-MARCEL	50	12,50	1,4	Q	M

Tableau XXXVI - LIEUX DE POSE ET FREQUENCES DE PRELEVEMENT DES FLUOCAPTEURS LORS DE LA COLORATION DU RUISSEAU D'IMBOURG (d'après SECMAPP, 1984).

Légende: *J = Relevé journalier*
H = Relevé hebdomadaire
Q = Relevé par quinzaine
M = Relevé mensuel

Remarque: *la ligne soulignée correspond à la source qui a réagi positivement.*

Le second traçage est le plus important car il est le seul à avoir atteint conjointement les trois sources de TOURNE (voir figure 91): cependant la masse de fluorescéine injectée n'est pas connue avec précision (de 3 à 5 kg), ni les débits au GOUL DE LA TANNERIE (d'où une masse de colorant restitué variant de 2,5 à 3,0 kg) et la fin de passage du colorant n'a pas été échantillonnée! Le taux de restitution ne peut qu'être estimé par défaut entre 50 et 80 %. L'allure unimodale des courbes de restitution, les vitesses identiques de circulation du traceur (la *"vitesse modale" des particules ayant la plus forte probabilité d'arrivée* est ici de 10 m/h) et les concentrations similaires aux trois sources prouvent l'existence d'un drain majeur ramifié vers les trois exutoires.

L. BELLEVILLE (1985) estime que la phase de croissance des concentrations en traceur, légèrement plus longue au GOUL DE LA TANNERIE (où elle dure environ un jour de plus) traduit des "apports propres principalement marqués lors des périodes de hautes-eaux", qui introduiraient un facteur de dilution.

On remarquera enfin que le puits RAYMOND, situé 600 m au nord-ouest des sources de TOURNE et le forage LAFFONT, trois kilomètres au nord, ont également révélé des traces de colorant: on peut invoquer, dans le premier cas, une contamination par des eaux souterraines en provenance du réseau du GOUL DE LA TANNERIE dont la galerie principale passe une cinquantaine de mètres plus au Sud: cela confirmerait la relation probable entre les eaux phréatiques et les circulations karstiques, relation établie d'après les résultats des suivis physico-chimiques. Pour le second cas, on a vu que l'allure des courbes de restitution aux sources de TOURNE impliquait la présence d'un axe de draînage majeur, L. BELLEVILLE en conclut que la contamination du forage LAFFONT provient d'un écoulement secondaire, individualisé à proximité du point d'injection: en l'absence de courbe de restitution concernant ce forage il n'est pas possible de préciser l'origine de la branche diffluente du réseau PASCALOUNE-TOURNE responsable de cette apparition de traceur.

e - Origine du colorant restitué aux sources de SAINT-MARCEL et du PASSERON.

Pendant la première quinzaine d'août 1984, des concentrations notables de traceur ont été enregistrées à la source du PASSERON (L. BELLEVILLE, 1985)

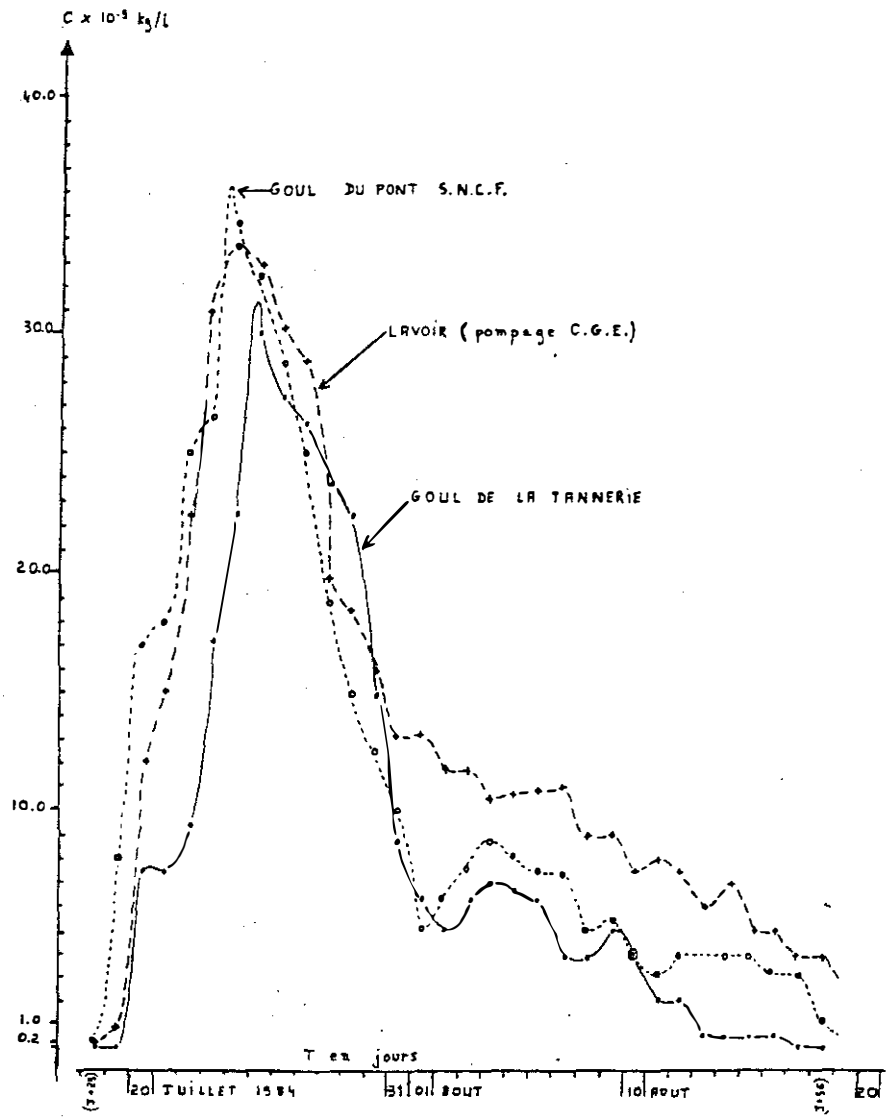


FIGURE 91 . COURBES DE RESTITUTION DE LA FLUORESCEINE AUX SOURCES DE TOURNE LORS DU TRACAGE DU RESEAU SOUTERRAIN DE LA PASCALOUNE LE 23.06.84. (in S.E.C.M.A.P.P., 1984).

tandis que la source de SAINT-MARCEL montrait quelques traces de colorant (S.E.C.M.A.P.P., 1984). Or deux opérations de traçage avaient été réalisées au mois de juin à partir de deux points bien distincts: l'aven de VIGNE-CLOSE le 1er juin, puis la grotte de la PASCALOUNE le 26. L. BELLEVILLE attribue sans conteste cette restitution à la première coloration en considérant la seconde hypothèse comme improbable.

Le tableau XXXV montre pourtant que les pentes et les vitesses de circulation, calculées entre les deux points d'injection et les sources, s'inscrivent toutes deux dans la gamme des résultats des autres expériences de coloration. Rien ne peut donc permettre de trancher, si ce n'est le contexte géologique (direction des principales failles, sens du pendage) qui favoriserait préférentiellement l'écoulement en provenance de l'aven de VIGNE-CLOSE; il ne faut cependant pas oublier que la grotte de la PASCALOUNE est située au contact d'un grand accident cévenol, lequel ne passe, plus au Sud, qu'à quelques centaines de mètres de l'aven de VIGNE-CLOSE: le rôle de drain ou d'écran joué par de telles failles aurait pu être clairement mis en évidence par cette expérience de traçage. Il est regrettable que ces deux opérations, qui auraient dû nous renseigner sur les circulations karstiques en limites du bassin versant géologique des sources de TOURNE, aient été si rapprochées dans le temps et n'aient pas permis de répondre sans ambiguïté à ces questions.

4.1.2. Sur le plateau du BOIS DE RONZE.

A titre indicatif, on a noté les résultats de six traçages réalisés par L. BELLEVILLE en rive droite de l'ARDECHE sur le plateau du BOIS DE RONZE:

- les deux colorations effectuées à partir de la surface (lapiaz) avec injection simultanée d'eau ne sont pas ressorties;

- les vitesses observées entre la *goule* et l'*évent* de FOUSSOUBIE lors de trois expériences de traçage varient de 35 m/h en étiage à 340 m/h en forte crue. Le rapport entre les vitesses maximale et modale du traceur vaut 1,5 quel que soit le débit entrant (qui a varié de 5 à 250 l/s): il s'agit donc d'un réseau à fort pouvoir évacuateur, caractérisé par une pente moyenne importante

(4 %); grâce aux nombreuses plongées dont il a fait l'objet on sait que le diamètre de ses différentes galeries est d'ordre métrique;

- la distance et la dénivellation de la source de VANMALLE par rapport à la *goule* et à l'*évent* de FOUSSOUBIE sont identiques (respectivement 3,4 km et 125 m): cependant l'*évent* a été contaminé lors des trois essais de coloration tandis que la source de VANMALLE ne l'a été qu'au troisième, réalisé en crue (vitesse maximale de circulation de 100 m/h).

Il semble donc exister une fluctuation des limites des bassins hydrogéologiques en fonction du régime d'écoulement et de l'état des réserves karstiques. Pour L. BELLEVILLE, il doit s'agir d'un trait d'ensemble du karst du plateau des GRAS, que favoriserait l'organisation hydrogéologique en réseaux parallèles orientés vers les gorges de l'ARDECHE.

4.2. Rôle hydrogéologique des structures tectoniques.

4.2.1. La structure majeure brachy-anticlinale.

Les trois colorations réapparues avec certitude impliquent des circulations globalement guidées par le pendage des terrains urgoniens (voir figure 92). Par analogie, le traceur restitué aux sources de PASSERON et de SAINT-MARCEL aurait dû provenir de l'aven de VIGNE-CLOSE, situé directement en amont-pendage.

Le traceur injecté dans le réseau SOLVAY a dû, pour les mêmes raisons, se diriger vers l'Est ou le Sud-Est, soit en aval des lieux de pose des fluocapteurs comme l'admet finalement L. BELLEVILLE. Cependant une jonction SOLVAY-TOURNE pourrait aussi être envisagée du fait de l'existence de pendages dirigés vers l'Est à proximité de ces deux points: on a déjà vu que les conditions de terrain (distance de 7,5 km et pente de 0,6 %) ne s'y opposaient pas. En fait on sait depuis peu (R. COURBIS, Spéléo-Club d'AUBENAS, comm. orale) que l'un au moins des siphons SOLVAY communique avec l'ARDECHE par l'intermédiaire de vastes conduits noyés. D'autre part L. BELLEVILLE a déploré la perte de nombreux fluocapteurs suite à l'intense fréquentation estivale de la rivière ARDECHE, ce qui a pu empêcher la mise en évidence d'une éventuelle

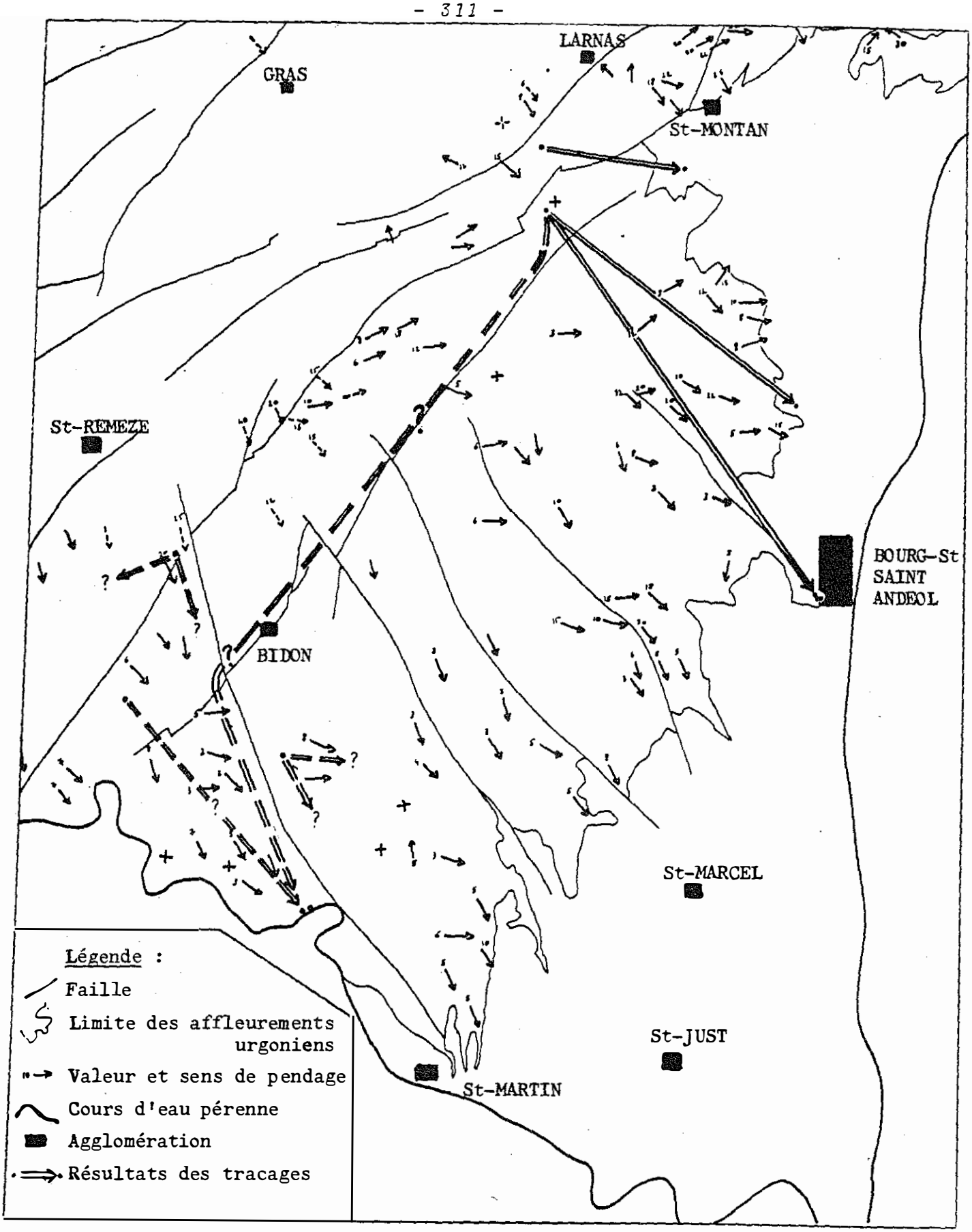


Figure 92 - LES EXPERIENCES DE TRACAGE SUR LE PLATEAU DE SAINT-REMEZE DANS LEUR CONTEXTE GEOLOGIQUE.

restitution lente du colorant pendant l'été. L'hypothèse d'un long temps de transfert du traceur serait d'ailleurs en conformité avec le raisonnement déduit de la physico-chimie des eaux du siphon supérieur de SOLVAY:

- le faible taux de renouvellement de l'eau, consécutif aux écoulements négligeables mesurés, autoriserait une mise à l'équilibre thermique des eaux en provenance de l'ARDECHE;

- le calibre des conduits freinerait considérablement les processus de minéralisation des eaux à partir de l'encaissant.

Il est possible de chiffrer le temps de séjour de l'eau superficielle dans ces conduits en estimant leur diamètre entre 2 et 10 m et en se basant sur les calculs de L. KIRALY et I. MULLER (1979). On ne connait pas la teneur en calcium de l'eau à saturation mais on supposera que la teneur moyenne des eaux karstiques les plus concentrées (VIC, GPO et GTA) la représente par défaut: dans ce cas, on note une sous-saturation minimum de 30 à 40 % qui fournit un temps approximatif de contact eau-roche de 6 à 21 jours.

4.2.2. Les accidents du faisceau cévenol.

Le traceur injecté dans les pertes des ruisseaux d'IMBOURG et de PISSEVIEILLE, dans la grotte de la PASCALOUNE, ainsi, probablement, que dans l'aven de la VIGNE-CLOSE, a systématiquement traversé un accident majeur du faisceau cévenol avant de réapparaître: le rôle tectonique de ces structures semble ainsi disproportionné par rapport à leurs influences apparentes sur les circulations karstiques.

En effet, il faut considérer que l'aquifère urgonien du plateau de SAINT-REMEZE se compose schématiquement d'une couche unique et géochimiquement homogène de calcaires, reposant sur un substratum imperméable à l'échelle du massif. Trois cas peuvent être distingués suivant l'importance du rejet associé aux principaux accidents:

- rejet faible ou nul: le contact normal se produit au sein du calcaire et ne peut s'opposer à des communications entre chaque compartiment (voir colo-

rations d'IMBOURG et de la PASCALOUNE), sauf peut-être en cas de calcification ou de colmatage des zones faillées;

- rejet moyen: au niveau de la reculée du TIOURRE, l'accident cévenol majeur de TIOURRE/LARNAS porte l'Hauterivien au contact des calcaires urgoniens. Il s'accompagne cependant d'une faille satellite d'orientation N 20 qui abaisse le mur de l'aquifère à une centaine de mètres au-dessous des calcaires. Dans ce cas la communication entre les deux compartiments redevient possible, ce qui permet aux circulations superficielles du ruisseau de PISSEVIEILLE de rejoindre ici les écoulements karstiques de la source du TIOURRE;

- rejet important: lorsque le mur imperméable vient dominer l'Urgonien (pied du SERRE DE BARRES et de la DENT DE REZ), les circulations karstiques sont évidemment interrompues. En revanche, ces conditions sont propices à l'injection dans le karst, au niveau de pertes, des eaux de ruissellement des formations marno-calcaires: il en découle la nécessité de majorer la surface de bassin versant responsable de l'alimentation des circulations souterraines (cas des ruisseaux draînant le versant oriental des reliefs en question). On notera que A. MANGIN (1975) ne considère pas ces alimentations comme appartenant au système karstique sensu stricto tel qu'il le définit dans sa thèse.

Les accidents du faisceau cévenol ne s'opposent donc aux circulations karstiques que lorsqu'ils s'accompagnent d'un fort rejet qui porte en altitude le mur de l'aquifère. Cependant le cas de la source du ROCHER DE L'AIGUILLE, située sur un de ces accidents mais non contaminée par les pertes du ruisseau de PISSEVIEILLE, montre que, s'ils ne jouent pas un rôle systématique de failles-écran, ces accidents ne semblent pas constituer d'axes préférentiels de draînage pour le karst. Dans ces conditions, l'hypothèse d'une communication entre la grotte de la PASCALOUNE et les sources de PASSERON et de SAINT-MARCEL par l'intermédiaire de l'un d'entre eux (failles de BIDON/SAINT-MONTAN: voir figure 92) peut être raisonnablement abandonnée.

4.2.3. Les failles N 140 à N 160.

Caractéristiques de la zone structurale III par leur longueur, elles sont à l'origine de l'ouverture de nombreux réseaux actifs ou fossiles.

Leur rôle vis-à-vis des circulations karstiques est cependant ambigu: les rejets qui leur sont associés ne semblent pas importants, ce qui correspond au premier cas décrit plus haut, dans lequel des communications existent généralement entre chaque compartiment: c'est ce qui semble se produire, par exemple, entre l'aven de VIGNE-CLOSE et les sources de PASSERON/SAINT-MARCEL (séparés par la faille pluri-kilométrique N 140 à 160 qui aboutit à AIGUEZE) et entre la grotte de la PASCALOUNE et le forage LAFFONT (séparés par la faille de SARDAGNE). En revanche on pourrait attribuer aux failles du secteur de TOUTES AURES/COUSIGNAC, au nord de BOURG-SAINT-ANDEOL, un rôle de barrière hydrogéologique canalisant les eaux s'infiltrant au nord du ruisseau de RIMOUREN (pertes du ruisseau d'IMBOURG) vers un sous-bassin versant indépendant de celui des sources de TOURNE. Cela nécessiterait cependant d'admettre pour ces failles une continuité souterraine qu'elles ne montrent pas en affleurement (longueur inférieure à 2 km sur photographies aériennes).

On signalera enfin que L. BELLEVILLE (1985) attribue arbitrairement à certains des accidents les plus importants (failles du POUZAT, de BIDON et de la COMBE DE CHALON) des rôles de faille-écran qui lui permettent d'annoncer une superficie de bassin versant géologique inférieure à 60 km^2 pour le karst des sources de TOURNE.

4.2.4. Conclusion.

On doit admettre que les circulations karstiques du plateau de SAINT-REMEZE sont principalement liées au pendage des couches aquifères plutôt qu'à leur fracturation. L'allure des courbes de restitution de traceur montre que les réseaux karstiques calqués sur la méga-fracturation ne semblent jouer qu'un rôle transmissif: l'essentiel du système capacitif appartiendrait ainsi à une gamme de réseaux soustraite à l'observation directe du fait de son impénétrabilité. La rapidité des crues et certains paramètres hydrodynamiques précédemment calculés amènent également à penser que ce karst se comporte essentiellement comme un système transmissif à faibles réserves.

L'hypothèse de base, concernant le rôle des méga-structures tectoniques de la région, est donc que le pendage guide la direction globale des circulations souterraines. A cela pourrait se calquer une adaptation de détail des

écoulements à certains grands accidents mais leur rôle éventuel de faille-drain ou de faille-écran n'apparaît que localement: ainsi la faille de SARDAGNE ne conditionne-t-elle apparemment que le lieu d'émergence des trois sources de TOURNE, tandis que l'accident majeur de TIOURRE/LARNAS s'avère tantôt perméable (vallon du TIOURRE), tantôt étanche (pied du SERRE DE BARRES) aux circulations souterraines.

4.3. Superficie estimée du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE.

Les limites que l'ensemble des opérations de traçage réalisées sur le plateau peut permettre de tracer sont les suivantes:

- au Nord-Est, une zone allant de CHIRONLONG à COUSIGNAC, assimilable à la zone faillée de TOUTES AURES/COUSIGNAC;

- à l'Ouest et au Nord-Ouest, l'accident de TIOURRE/LARNAS et la charnière anticlinale du secteur de SAINT-REMEZE;

- à l'Est, la limite est arbitrairement fixée au RHONE; on peut cependant retrancher le triangle BOURG-SAINT-ANDEOL/SAINT-MARTIN/Confluent RHONE-ARDECHE, du fait de l'orientation du pendage des terrains urgoniens ainsi que de leur recouvrement alluvial quasi-imperméable;

- au Sud-Ouest, une barrière que l'on assimilera à la faille du POUZAT (en accord avec L. BELLEVILLE) ou à celle de la COMBE DES JOURNEES.

La zone ainsi définie admet comme principaux exutoires connus les trois sources de TOURNE. Elle possède une superficie de 100 km^2, mais bénéficie certainement, pour son alimentation, de l'ensemble du bassin versant géographique du ruisseau de RIMOUREN en amont de la sortie des gorges, ce qui représente une superficie d'environ 10 km^2. L'hypothèse maximale d'extension du bassin hydrogéologique (limité au sud-ouest à la faille du POUZAT) donne ainsi une superficie de 110 km^2; si on considère la faille de la COMBE DES JOURNEES comme limite de pénétration des eaux de l'ARDECHE dans le karst, on obtient un bassin hydrogéologique réduit de 80 km^2 de superficie.

D - ESSAI DE QUANTIFICATION DU BILAN HYDRIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

1 - Formulation du bilan.

On a utilisé la formulation classique:

$$P = E + R + I \quad \text{avec} \quad I = S + V$$

où P = Précipitations
E = Evapo-transpiration réelle
R = Ruissellement
I = Infiltration dans le karst (infiltration efficace)
S = Stockage d'eau dans les réserves mobilisables
V = Volume écoulé aux exutoires.

La démarche de calcul a donc été double:

- estimation des entrées (infiltration efficace);
- répartition en volume écoulé (sorties) et volume stocké (réserves).

2 - Bilan des entrées.

2.1. Ruissellement.

Il intéresse essentiellement le ruisseau de RIMOUREN où des débits de 2 à 3 m^3/s ait été observés en crue à la sortie des gorges: si la fréquence d'apparition de ces évènements est de l'ordre d'une dizaine de jours par an, cela représente un volume annuel de 2 à 3 Mm^3, soit environ 5 % du volume écoulé aux sources de TOURNE pendant le cycle 1983-84 et 2 % pour le cycle 1984-85. L. BELLEVILLE (1985) estime de son côté que les pertes par ruissellement ont représenté, sur l'ensemble du bassin versant, 5 % des précipitations au cours des cycles 1982 à 1984: on considèrera donc que le ruisellement, difficile à quantifier et surtout à situer dans le temps, est minime et peut être négligé dans l'établissement du bilan.

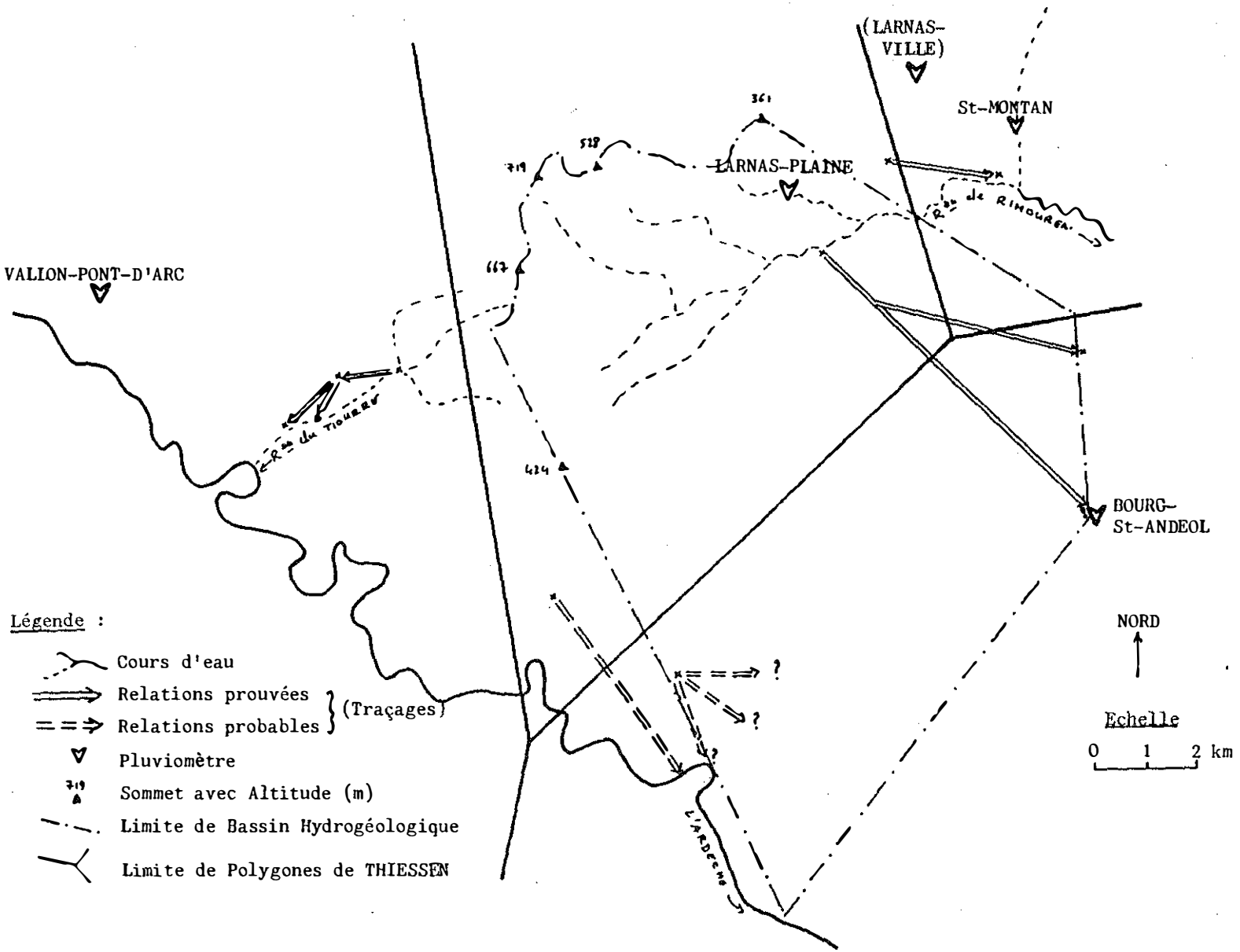


Figure 93. ELEMENTS POUR LE CALCUL DE LA LAME D'EAU PRECIPITEE SUR LE BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

2.2. Précipitations totales.

La lame d'eau précipitée sur le bassin versant des sources de TOURNE a été estimée d'après la méthode des polygones de THIESSEN: on attribue la pluviosité relevée à une station donnée à la zone qui s'étend jusqu'à mi-distance de chacune des stations voisines. Le bassin versant est ainsi subdivisé en 3 polygones (voir figure 93) dont les influences respectives s'étendent sur:

- 55 km² pour le poste de LARNAS-PLAINE;
- 52 km² pour la station de BOURG-SAINT-ANDEOL;
- 3 km² pour le poste de SAINT-MONTAN.

On négligera ce dernier en répartissant la lame d'eau précipitée entre les postes de LARNAS-PLAINE (51,6 %) et de BOURG-SAINT-ANDEOL (48,4 %).

2.3. Précipitations efficaces.

On a employé la méthode de THORNTHWAITE pour chiffrer l'infiltration à l'échelle du bassin versant: après calcul de l'évapo-transpiration potentielle, le bilan des entrées d'eau a été établi en fonction d'une valeur de réserve utile qu'il nous a fallu estimer.

J. MOINEREAU (1966), en utilisant les formules de TURC et de THORNTHWAITE, impose respectivement des réserves utiles de 70 et 100 mm pour les sols du BAS-VIVARAIS calcaire. Les formations superficielles sont pourtant très hétérogènes sur le plateau de SAINT-REMEZE: colluvions et alluvions calcaires et marno-calcaires, terra rossa (± sol brun), éboulis, sol peu épais de type rendzine, loess, alluvions rhodaniennes ou absence totale de recouvrement dans les zones lapiazées. Il est ainsi délicat d'admettre à priori une valeur moyenne de réserve utile en eau.

L'examen de la réponse du karst à différentes impulsions pluviométriques permet en revanche d'évaluer le maximum de la réserve utile: on voit en effet sur la figure 94 que les pluies inférieures à 30 mm ne produisent aucune augmentation de débit au GOUL DU PONT, quelle que soit la saison où elles se produisent. On peut estimer la réserve utile à 30 mm, à condition de négliger

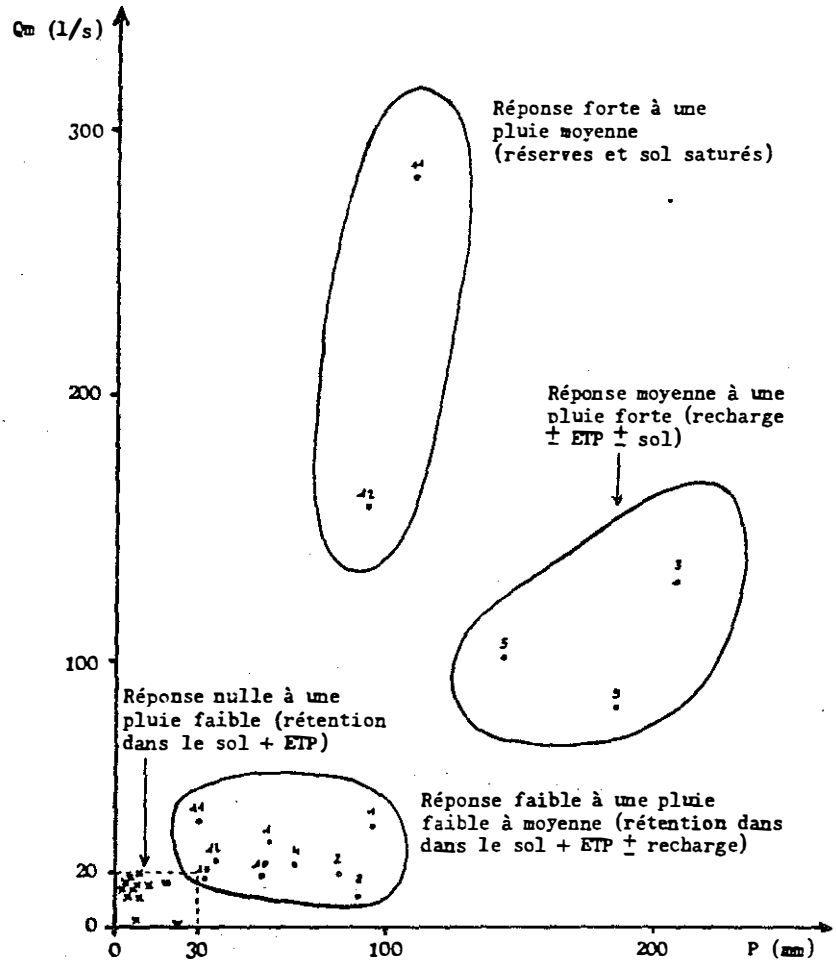


FIGURE 94 . DEBIT MOYEN AU GOUL DU PONT EN FONCTION DES PRECIPITATIONS.

Légende :

•	Débit influencé par les précipitations
×	Débit stable
5	N° du mois (de 1983 à 1985)
Qm	Débit moyen de crue

Remarque: le débit moyen de crue vaut $Qm=\frac{1}{n}\sum Qi$
avec Qi=débit moyen journalier
n=nombre de jours de crue

l'évapo-transpiration et le stockage d'eau dans les réserves du karst: il s'agit donc d'une valeur approchée par excès.

L'analyse du petit épisode de crue suivi, heure par heure, en avril 1985 permet de vérifier cette hypothèse: il est tombé, entre le 5 et le 8 avril, 16,5 mm à BOURG-SAINT-ANDEOL et 28,9 mm à LARNAS-PLAINE, soit 23,1 mm sur l'ensemble du bassin hydrogéologique. L'évapo-transpiration potentielle a été estimée à 6,7 mm pendant ces 4 jours. Le mois d'avril se situant à la fin de la période de recharge de l'aquifère, on a estimé que les réserves étaient maximales et n'avaient pas augmenté avec les précipitations. Dans ce cas, l'eau retenue par le sol a été au maximum de 15 mm: il s'agit cette fois d'une approche par défaut car le sol devait être partiellement saturé à cette époque.

On attribuera donc à la réserve utile du sol (dans le sens de sol + formations superficielles ± épikarst) une valeur moyenne de 25 mm, comprise entre les deux extrêmes calculés ci-dessus: ceci provoque une surestimation systématique des précipitations efficaces de 15 à 40 % (jusqu'à 64,3 %) par rapport à la valeur généralement admise de 100 mm (voir tableau XXXVII).

3 - Bilan des sorties.

Il s'agit du cumul des volumes écoulés aux exutoires du GOUL DU PONT, du GOUL DE LA TANNERIE et des pompages de la C.G.E., auquel on doit soustraire la quantité d'eau nécessaire à la reconstitution des réserves karstiques.

3.1. Volumes écoulés et pompés aux exutoires.

Pour 1984, seule année complète de mesures, ces débits représentaient une moyenne de 2606 l/s répartie en:

- 2540 l/s au GOUL DE LA TANNERIE;
- 52 l/s au GOUL DU PONT;
- 14 l/s au POMPAGE C.G.E..

On voit que ce calcul attribue 97,5 % du volume total écoulé au seul GOUL DE LA TANNERIE: or la relation linéaire qui existe entre les débits à cet

			BOURG-ST-ANDEOL		LARNAS	
METHODE	PERIODE	RU	I	RAPPORT	I	RAPPORT
TURC HENIN et AUBERT THORNTHWAITE	1951-1962	70 100	24,9 25,6 22,7	/	?	/
THORNTHWAITE	1962-1980	25 50 100	37,0 34,1 28,2	+ 31,2	?	/
THORNTHWAITE	1983	25 50 100	27,6 24,0 16,8	+ 64,3	39,1 35,8 29,0	+ 34,8
THORNTHWAITE	1984	25 50 100	47,6 42,9 37,9	+ 25,6	49,7 46,9 42,3	+ 17,5
THORNTHWAITE	1985	25 50 100	41,8 37,9 30,2	+ 38,4	48,9 45,2 37,9	+ 29,0

Tableau XXXVII - VARIATION DE LA VALEUR DES PRECIPITATIONS EFFICACES EN FONCTION DE LA RESERVE UTILE A BOURG-SAINT-ANDEOL ET LARNAS.

Légende: RU Réserve utile du sol (mm)
I Infiltration (précipitations efficaces) en % des précipitations annuelles
RAPPORT Rapport de la valeur d'infiltration calculée pour RU = 25 mm à celle calculée pour RU = 100 mm

exutoire et ceux au GOUL DU PONT n'a pu être justifiée pour des débits supérieurs à 40 l/s à ce dernier. En 1984, durant les trois mois de crue qui ont présenté un débit moyen supérieur à cette limite, un volume d'eau équivalent à 73,1 % du total annuel a transité au GOUL DE LA TANNERIE! On conçoit ainsi qu'en l'absence de courbe de tarage précise et de relevés limnigraphiques sur cet exutoire, l'estimation des volumes écoulés aux sources de TOURNE sera très incertaine et devra probablement être modulée (voir plus loin).

3.2. Réserves karstiques mobilisables.

Dans le bilan simplifié qui est proposé ici, on considère que la lame d'eau résultant de l'infiltration des précipitations efficaces recharge en premier lieu les réserves karstiques avant que l'excédent ne soit évacué aux sources. On supposera que seuls les vides situés au-dessus du niveau des exutoires constituent des réserves mobilisables, à courte échéance, au pas de temps mensuel choisi. Leur volume fluctue d'un minimum, nul en cas d'étiage prolongé (cas du GOUL DU PONT), à un maximum qu'il faut déterminer.

A cet effet, on peut assimiler le bassin hydrogéologique des sources de TOURNE à un prisme (voir figure 95) dont le volume global serait de 20 km^3. D'autre part l'indice d'excavation des 1195 m de galeries noyées explorées au GOUL DE LA TANNERIE a été calculé: cet indice, rapport du volume du réseau à celui du parallélépipède rectangle dans lequel il s'inscrit, vaut ici 0,3 %. En posant comme hypothèses que cet indice reflète la porosité du système karstique et que la répartition des vides est homogène à l'échelle du massif, le volume des vides peut ainsi être estimé à 6 Mm^3. D'après la géométrie du bassin, les réserves mobilisables précédemment définies représentent au maximum la moitié de ce volume, soit 3 Mm^3, ce qui équivaut à une lame d'eau de 27 mm répartie sur la surface du bassin hydrogéologique.

Remarque: *on considèrera que ces réserves sont entièrement vides à la fin de l'étiage estival qui est une période de tarissement total des exutoires.*

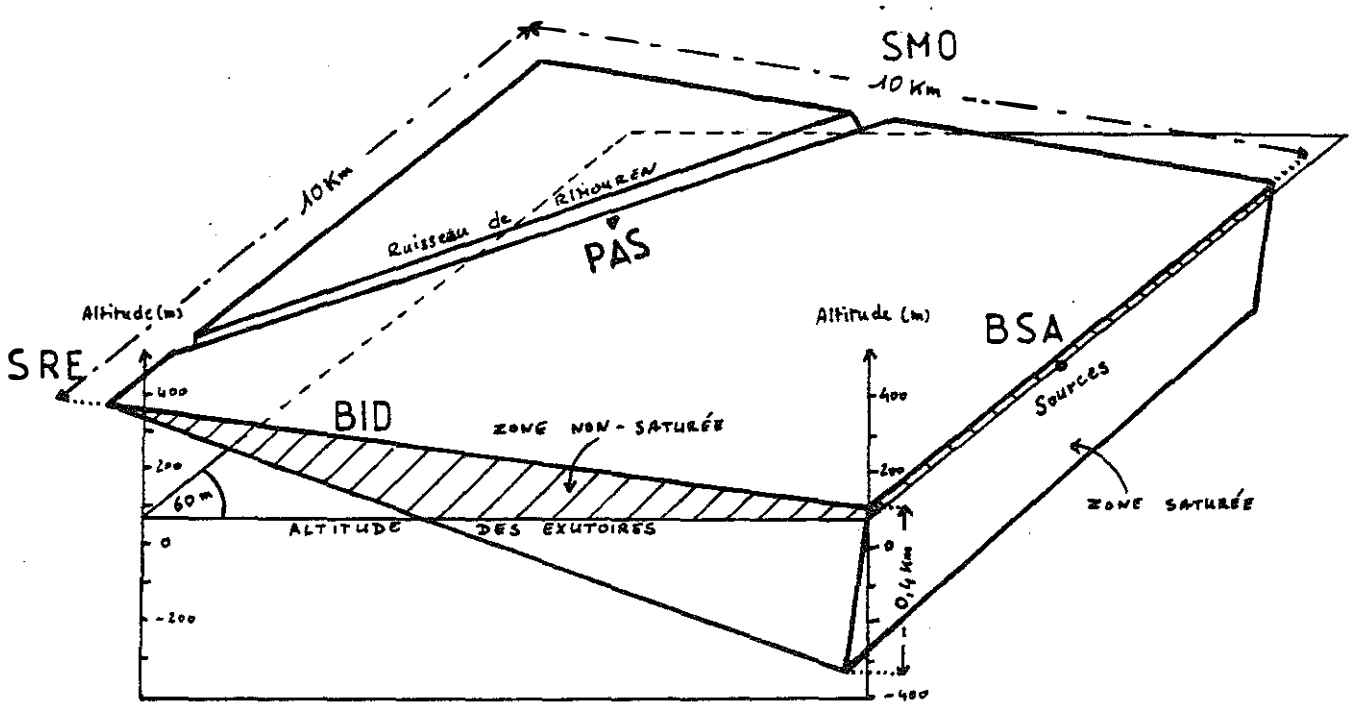


Figure 95 - BLOC-DIAGRAMME SCHEMATIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE

Légende :

Localités
- BID BIDON
- BSA BOURG-SAINT-ANDEOL
- SMO SAINT-MONTAN
- SRE SAINT-REMEZE

PAS Grotte de la PASCALOUNE

Zone non-saturée

200 m
1 km
Echelle

NORD

4 - Résultats des bilans et discussion.

Les bilans des entrées et des sorties ont été calculés sur les deux cycles hydrologiques 1983-84 et 1984-85 (voir tableau XXXVIII); l'infiltration efficace est nulle, pour les deux cycles, de juin à septembre et l'écoulement aux exutoires (y compris le pompage C.G.E.) est réduit à 40 l/s en septembre, ce qui représente moins de 2 % du débit moyen précédemment calculé: on a donc fait débuter les deux cycles hydrologiques aux mois d'octobre.

On constate immédiatement un déséquilibre net pour les deux cycles: les entrées sont respectivement en déficit, par rapport aux sorties, de 20 % et de 55 %. Cela provient soit d'une sous-estimation de l'infiltration efficace soit d'une surestimation des débits aux exutoires.

A BOURG-SAINT-ANDEOL, les précipitations annuelles mesurées de 1983 à 1985 (826 mm ± 18 mm) sont comparables à la moyenne annuelle caculée sur la période 1951-1985 (850 ± 19 mm); de la même façon l'infiltration efficace, calculée par la méthode de THORNWAITE au pas de temps mensuel et avec 25 mm de réserve utile du sol, représente 37 % des précipitations de 1962 à 1980 et 39 % de 1983 à 1985, toujours à BOURG-SAINT-ANDEOL: pour cette période, il n'apparaît donc pas de sous-estimation des entrées, en rapport avec un éventuel changement climatique, avec la méthode utilisée.

Pour les sorties, les débits pompés par la C.G.E. et ceux écoulés au GOUL DU PONT sont connus avec précision au pas de temps mensuel; en revanche les volumes écoulés au GOUL DE LA TANNERIE résultent, comme on l'a vu plus haut, de l'extrapolation jusqu'à 2180 l/s d'une relation linéaire établie dans la gamme de 20 à 40 l/s! Il doit s'agir là de la principale cause d'erreurs car le débit de cet exutoire est largement majoritaire dans le cumul des sorties.

Il n'a donc pas été possible de calculer un véritable bilan hydrologique, équilibré au pas de temps mensuel, mais un bilan schématique a été proposé à l'échelle des cycles (voir figure 96). Pour le cycle 1983-85, à la pluviosité légèrement déficitaire, le bilan est équilibré si on ne prend en compte que 74 % du volume des sorties; pour le cycle 1984-85, à la pluviosité excédentaire, seuls 42 % des sorties sont nécessaires pour parvenir à l'équilibre.

MOIS	ENTREES		SORTIES	
	mm	Mm³	mm	Mm³
OCT	97	11	128	14
NOV	0	0	5	6
DEC	40	4	19	2
JAN	76	8	31	3
FEV	24	3	11	1
MAR	49	5	9	1
AVR	0	0	13	1
MAI	71	8	168	18
JUI	0	0	57	6
JUI	0	0	4	0
AOU	0	0	2	0
SEP	0	0	1	0
Total	357	39	448	52

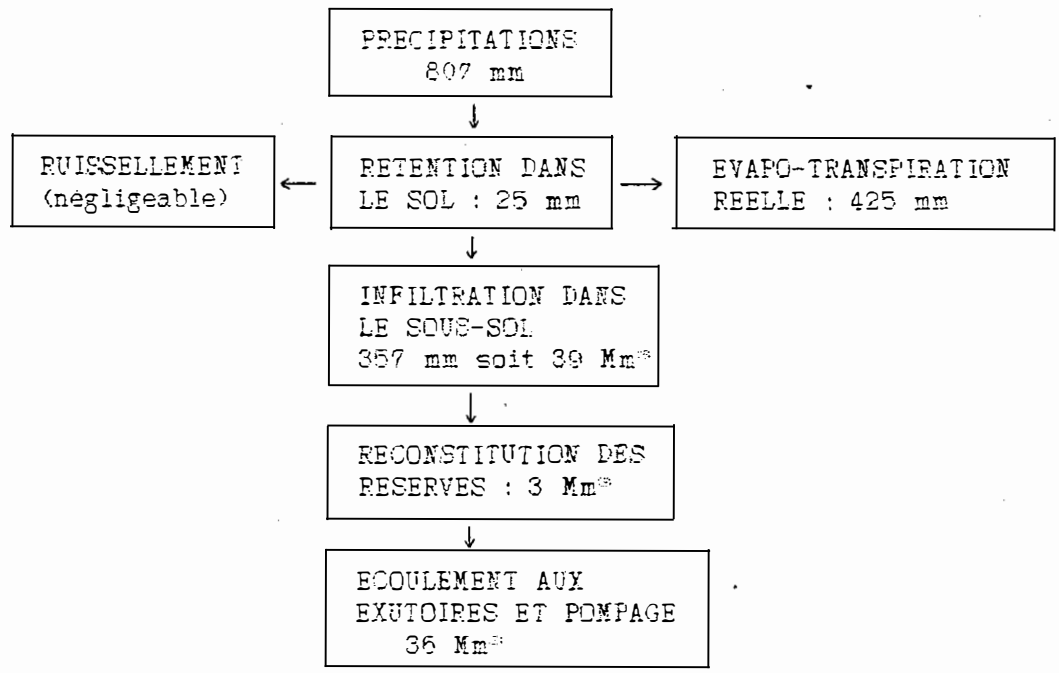
a - Cycle 1983-84.

MOIS	ENTREES		SORTIES	
	mm	Mm³	mm	Mm³
OCT	68	7	6	1
NOV	150	16	315	35
DEC	69	8	130	14
JAN	56	6	34	4
FEV	2	0	9	1
MAR	134	15	434	48
AVR	0	0	8	1
MAI	25	3	182	20
JUI	0	0	7	1
JUI	0	0	3	0
AOU	0	0	1	0
SEP	0	0	1	0
Total	504	55	1130	125

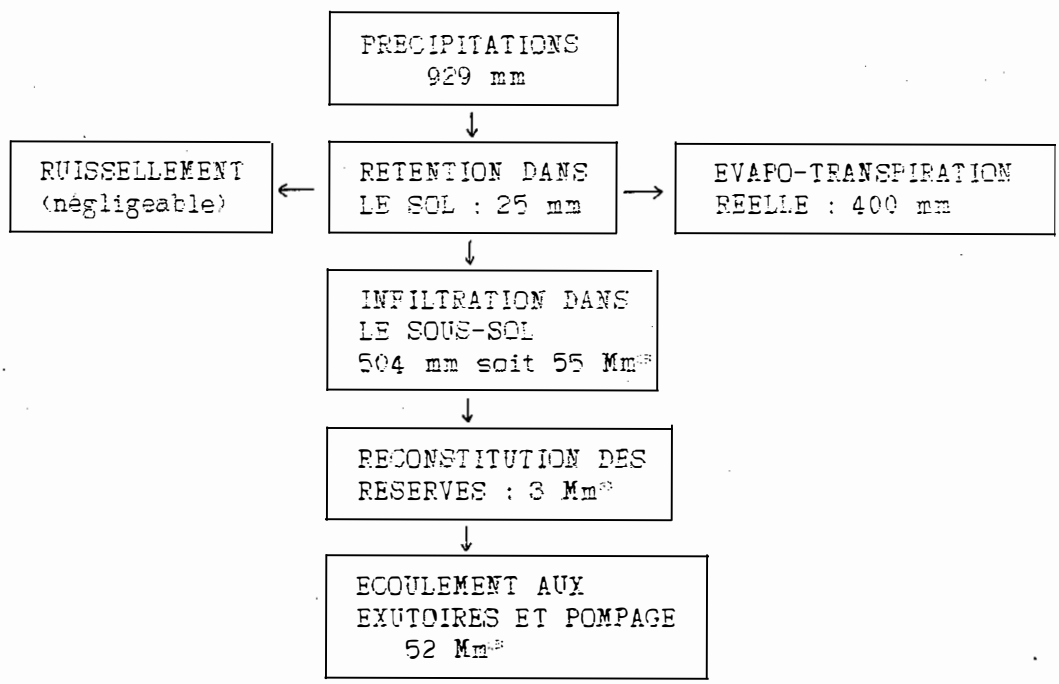
b - Cycle 1984-85.

Tableau XXXVIII - BILAN DES ENTREES ET SORTIES DU BASSIN HYDROLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE AU COURS DES CYCLES 1983-84 ET 1984-85.

Légende: *Entrées : Infiltration efficace (voir texte) en mm et Mm³*
Sorties : Ecoulement aux exutoires et pompage C.G.E. en mm et Mm³



a - Cycle 1983-85.



b - Cycle 1984-85.

Figure 96 - BILAN HYDROLOGIQUE SCHEMATIQUE AUX SOURCES DE TOURNE.

Légende:

- les valeurs sont exprimées en mm ou en Mm³ répartis sur les 110 km² du bassin hydrogéologique;

- on a considéré respectivement 74 % et 42 % du volume des sorties pour les cycles 1983-84 et 1984-85 (voir texte).

Le débit moyen écoulé aux exutoires a été de 1,14 m³/s pour le premier cycle et de 1,65 m³/s pour le second; la participation probable du GOUL DE LA TANNERIE aux sorties semble décroître avec son débit moyen: tout se passe comme si la relation entre les débits aux deux sources de TOURNE était logarithmique et non linéaire, avec une participation décroissante du GOUL DE LA TANNERIE lorsque le débit global augmente, (ce qui ne pourra être confirmé qu'avec une série de mesures de débits en crue aux deux exutoires). Dans cette hypothèse, le débit moyen du GOUL DE LA TANNERIE serait alors de l'ordre de 1,1 m³/s.

III - CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE.

A - RAPPEL GEOLOGIQUE.

Le plateau de SAINT-REMEZE se présente sous la forme d'un vaste bombement brachy-anticlinal d'axe N 20-30 auquel viennent se surimposer trois principales familles d'accidents généralement pluri-kilométriques et orientés à:

- N 20-30 dans la zone structurale 1 au Nord-Ouest;
- N 30-60 dans la zone structurale 2 (faisceau cévenol) au centre;
- N 140-160 dans la zone structurale 3 sur la bordure rhodanienne.

Il faut également mentionner les accidents de direction N 80-100 pour leur importance probable dans la géométrie des écoulements actuels, du fait de leur rejeu en ouverture pendant la phase tectonique alpine.

On notera que la limite des affleurements urgoniens en bordure de la vallée du RHONE a été assimilée à une zone de flexure, ce qui n'introduit pas de discontinuité majeure dans les terrains.

La stratigraphie s'étend de l'Hauterivien au Quaternaire, mais on distinguera essentiellement deux types de roches:

- les calcaires purs du faciès urgonien qui forment le réservoir karstique;
- les marnes et marno-calcaires qui en constituent le mur imperméable.

B - MISE EN EVIDENCE D'UN EPIKARST.

L'aquifère karstique ainsi défini admet comme principaux niveaux de base le RHONE et l'ARDECHE: cependant il existe localement quelques niveaux de base représentés par des changements de faciès dans l'Urgonien, des vires marneuses ou la limite inférieure de la zone de décompression superficielle, ce qui autorise des émergences de sources en altitude. Plutôt qu'un épikarst généralisé, il semblerait qu'on soit en présence d'un morcellement de la tranche superficielle du karst en petits aquifères épikarstiques que l'homogénéité géochimique des formations urgoniennes n' a pas permis d'individualiser.

Le débit d'étiage des sources épikarstiques, mesuré en juillet 1983, est de l'ordre de 20 l/s et équivaut au débit de base du GOUL DU PONT, l'un des principaux exutoires du plateau. Les écoulements superficiels sur le plateau sont entièrement réabsorbé après quelques centaines de mètres de parcours aérien.

C - CONDITIONS AUX LIMITES.

L'aquifère profond, dont l'écoulement est dirigé vers les principaux cours d'eau draînants, est alimenté par les eaux météoriques et par réinfiltration des eaux temporairement stockées dans l'épikarst, ceci en l'absence de tout ruissellement superficiel pérenne.

En bordure de l'ARDECHE existe un réseau complexe de pertes et de résurgences qui assurent un mélange des eaux superficielles et karstiques sur près d'un kilomètre à l'intérieur du massif (en rive gauche): une étude physico-chimique a permis de caractériser quelques unes de ces zones et de calculer que le mélange s'effectuait quasiment à parts égales à la résurgence de RICHEMALE.

D - LES SOURCES DE TOURNE.

Au nombre de trois (GOUL DE LA TANNERIE, GOUL DU PONT et source du LAVOIR), ells ont conditionné l'implantation de la ville de BOURG-SAINT-ANDEOL et fournissent actuellement l'essentiel de l'eau potable des communes environnantes. On sait, grâce aux résultats d'expériences de traçage, qu'elles sont en relation avec le ruisseau souterrain de la grotte de la PASCALOUNE,

situé à 7,5 km de distance. De ce fait elles représentent certainement les exutoires du drain karstique majeur du plateau en bordure de la vallée du RHONE.

Constamment noyées, elles ont été explorées par plongées jusqu'à -140 m de profondeur par rapport à l'entrée (soit -80 m NGF) pour le GOUL DU PONT et jusqu'à -125 m de profondeur et 1200 m de distance pour le GOUL DE LA TANNERIE. Leur parfaite identité de comportement physico-chimique et hydrodynamique en font les exutoires distincts d'un seul et même réseau dont la ramification interviendrait au-delà des limites explorées.

L'étude des hydrogrammes et l'analyse d'un pompage d'essai de longue durée ont montré que les vitesses de transfert de l'eau sont assez faibles en régime non influencé (de l'ordre de 10 m/h) mais qu'elles peuvent atteindre (ou dépasser?) 100 m/h en crue. Le passage des eaux météoriques - ainsi que d'une éventuelle pollution - du bassin versant aux sources s'effectuerait ainsi dans un délai de 0,5 à 2 jours en période de crue.

Le dépouillement des limnigrammes de l'année 1984 a montré que le débit moyen du GOUL DE LA TANNERIE est d'environ 1,65 m^3/s, contre 0,052 m^3/s au GOUL DU PONT et 0,014 m^3/s à la source du LAVOIR, exploitée par pompage.

E - SUPERFICIE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE.

Dans le cadre de l'établissement d'une carte de vulnérabilité, l'étendue du bassin hydrogéologique des sources de TOURNE a été estimée. Les accidents majeurs qui caractérisent structuralement le plateau n'ont pas de rôle apparent dans les circulations karstiques actuelles, tant qu'ils ne s'accompagnent pas d'un rejeu important mettant en contact deux compartiments de nature lithologique différente. C'est essentiellement le sens du pendage qui guide les écoulements du sommet du bassin, représenté par le méga-accident cévenol de TIOURRE/LARNAS et par l'axe de la charnière anticlinale, jusqu'aux sources (voir figure 97).

Du fait de la divergence des écoulements apparue lors des expériences de traçage et de l'absence apparente de relation avec l'ARDECHE, hors de la zone de mélange précédemment décrite, les limites Nord-Est et Sud-Ouest ont

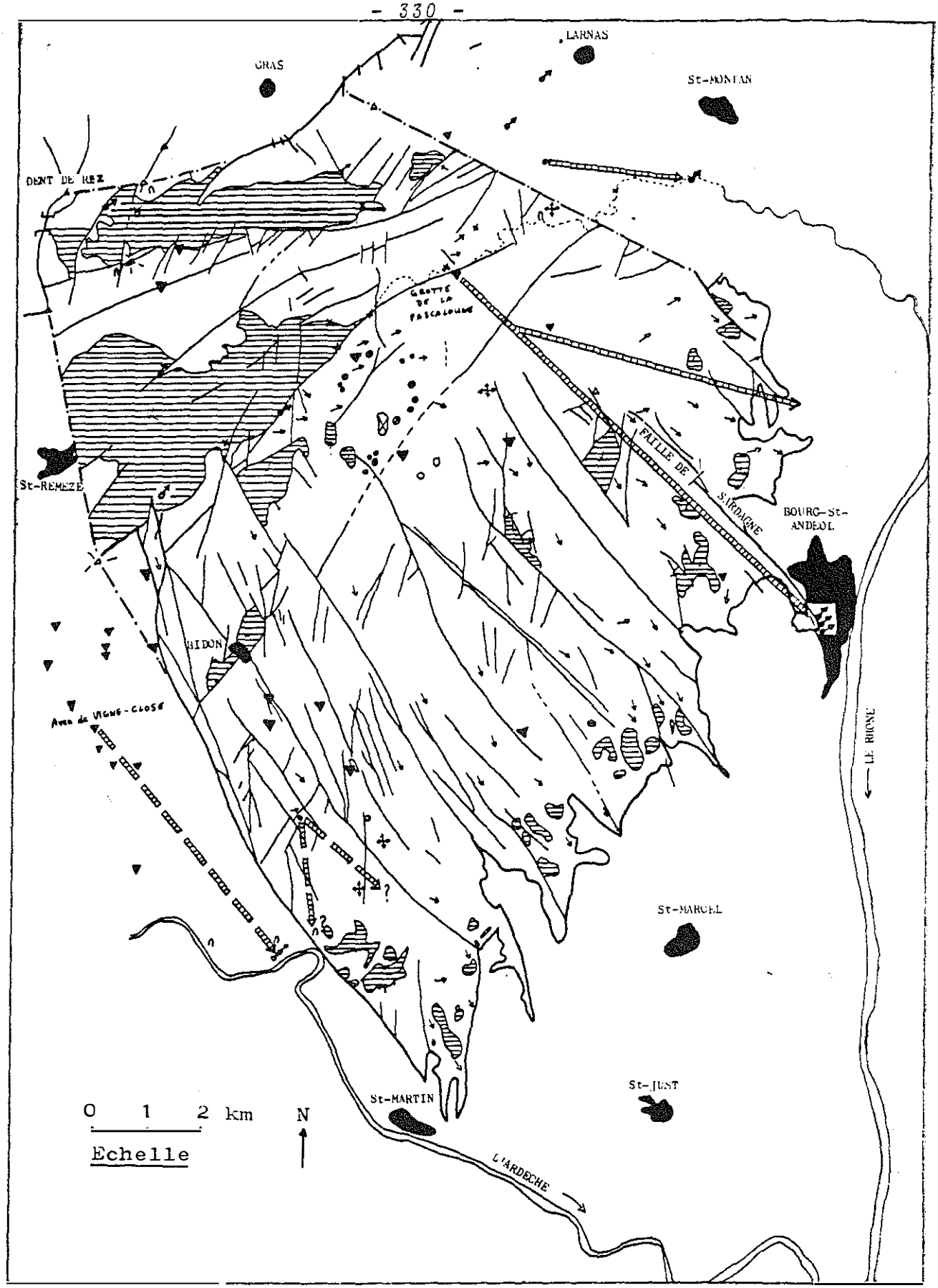


FIGURE 97 . FONDEMENTS GEOLOGIQUES DE LA DELIMITATION DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

Légende: Accident, Pendage, Source, Grotte, Aven, Limite des calcaires, Terrains non calcaires, Limite du bassin hydrogeologique, Doline

respectivement été assimilées aux accidents, orientés à N 140, du secteur de TOUTES-AURES/COUSIGNAC et à la faille de la COMBE DES JOURNEES.

En bordure du RHONE, la limite Est a été arbitrairement fixée aux affleurements d'Urgonien car aucune communication d'ordre géochimique n'est apparue ni avec le RHONE ni avec ses nappes alluviales: d'autre part le pompage d'essai de 10 jours réalisé, à un débit moyen de 230 m^3/h, à moins d'un kilomètre du fleuve n'a pas montré l'influence d'une limite à potentiel constant.

Le bassin hydrogéologique ainsi circonscrit à une superficie de 110 km^2 sur laquelle vivent environ un millier de personnes (voir figure 98). Toute pollution en surface risquerait d'y produire une contamination de l'aquifère karstique qui alimente les sources. Entre les failles de SARDAGNE et du BOIS DES GEANTES, on a également délimité un sous-bassin de 30 km^2 correspondant à une zone de vulnérabilité maximale, caractérisée par une forte probabilité de relations directes et rapides entre l'aquifère et les sources de TOURNE (voir figure 99).

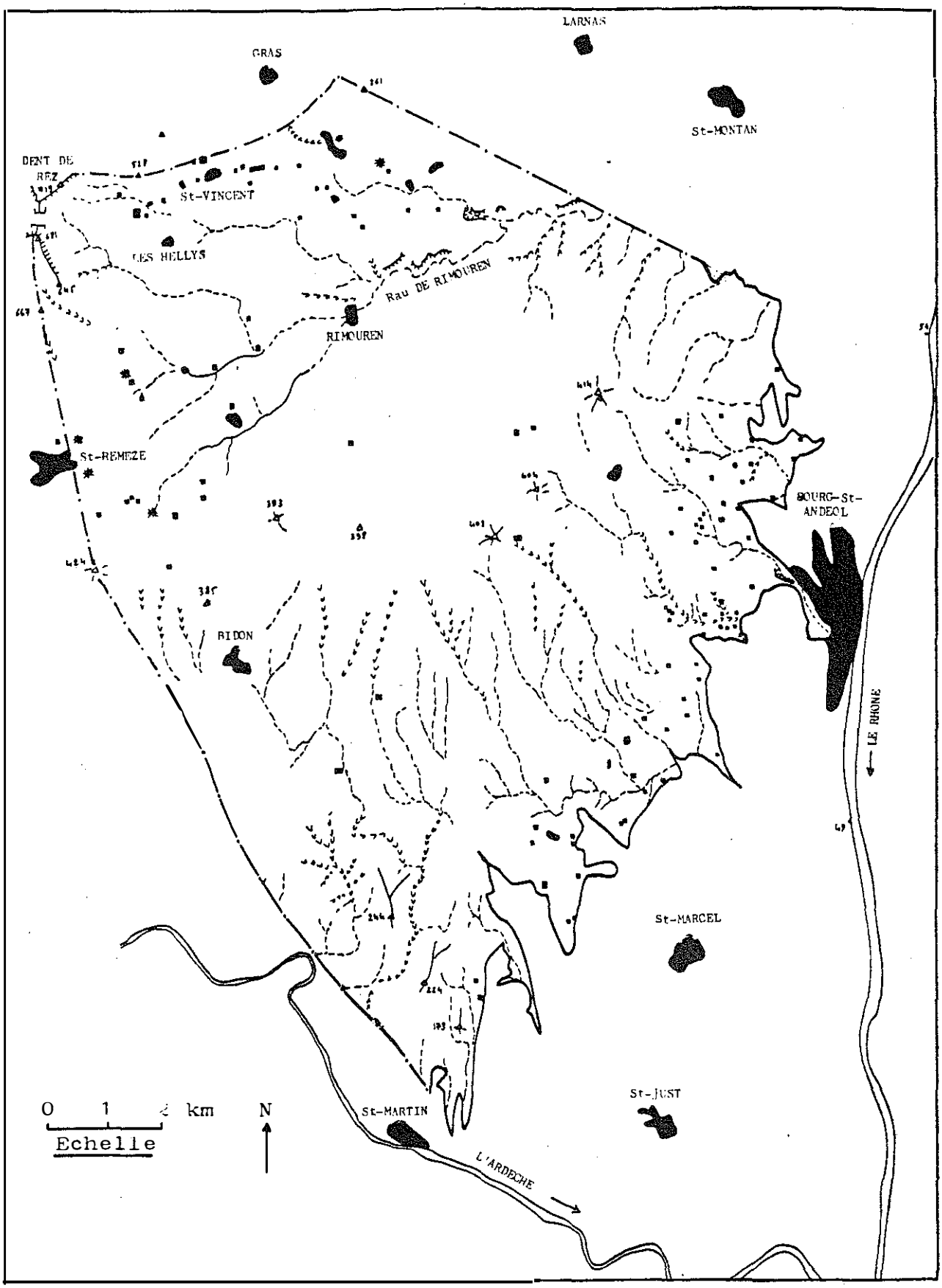


Figure 98 . GEOGRAPHIE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE DES SOURCES DE TOURNE

légende :

- Cours d'eau pérenne
- Cours d'eau temporaire
- Vallée sèche
- Sommet et ligne de crête
- Col
- Habitation
- Etablissement
- Limite des calcaires urgoniens
- Limite du bassin hydrogéologique

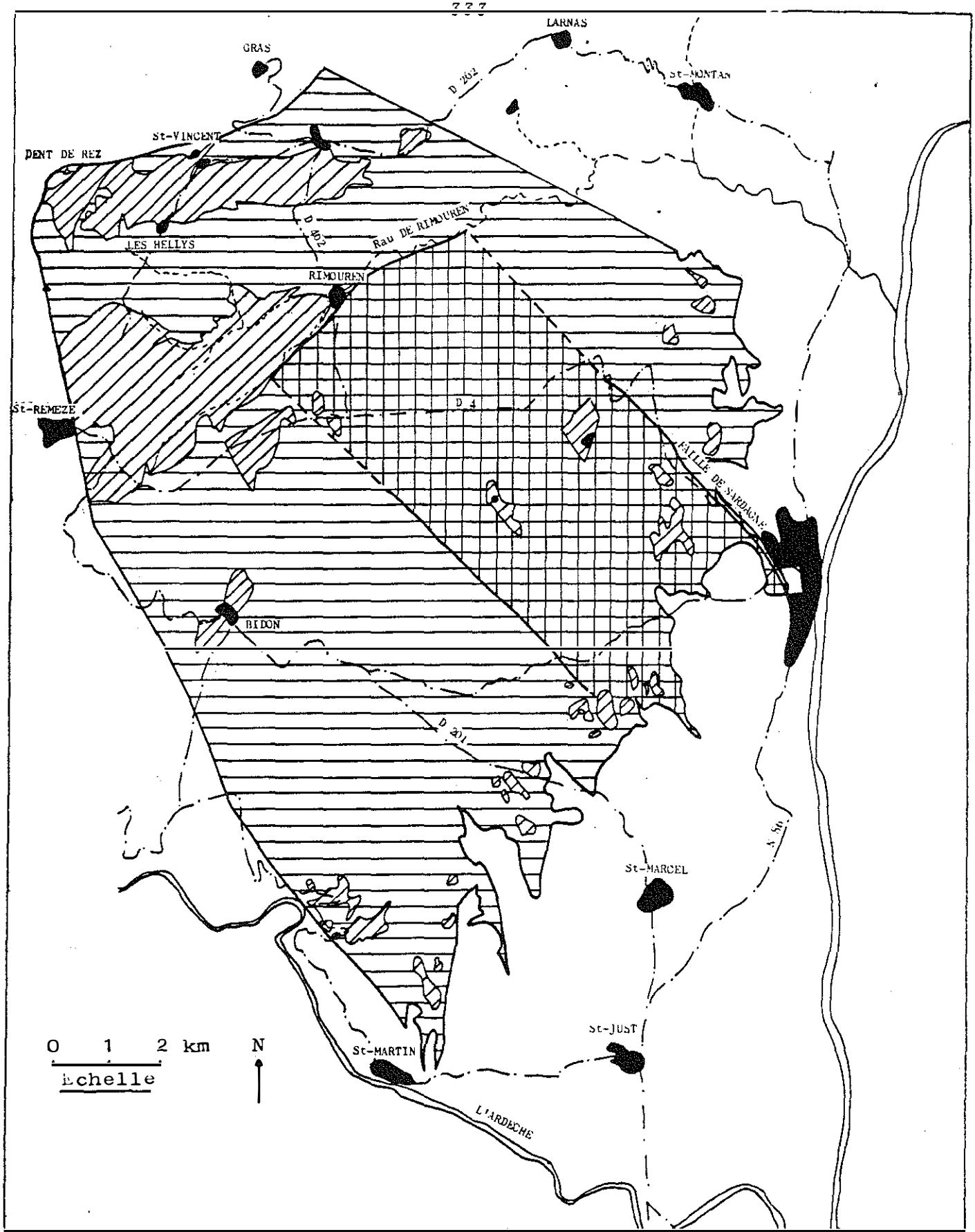


FIGURE 99 . ZONES DE VULNERABILITE DE L'AQUIFERE KARSTIQUE DES SOURCES DE TOURNE.

Légende:

- Zone de vulnérabilité potentielle
- Zone de vulnérabilité maximale
- Agglomération
- Route
- Cours d'eau temporaire, pérenne

TROISIEME PARTIE

KARSTOGENESE ET EVOLUTION DE QUELQUES RESEAUX KARSTIQUES DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

I - INTRODUCTION A L'ETUDE.

Dans la PREMIERE PARTIE de ce travail, ont été passés en revue un certain nombre de facteurs responsables de la karstification des calcaires urgoniens depuis leur dépôt au Barrémo-Aptien. Au cours des âges géologiques, ces facteurs ont eu des caractéristiques variables, globalement connues, en fonction desquelles on se propose de définir des grandes étapes karstogénétiques. Ce travail devrait déboucher sur une datation, tout au moins relative, des principaux réseaux karstiques du BAS-VIVARAIS calcaire.

A - DEFINITION DES PARAMETRES CARACTERISTIQUES.

Cinq types de paramètres ont été choisis pour caractériser le karst:

- un paramètre directionnel: les directions majeures de karstification des reseaux ont été comparées aux directions préférentielles de fracturation de chaque phase tectonique: chaque réseau peut ainsi être "calé" par rapport aux phases pyrénéo-provençale (43-35 MA), oligo-miocène (35-10 MA) et rhodanienne (10-3 MA); ce paramètre fera plus loin l'objet d'une étude détaillée;

- un paramètre altitudinal: l'altitude moyenne de tout ou partie des réseaux a été calculée et on a testé l'hypothèse d'un éventuel étagement des galeries, en relation avec les phases d'enfoncement plio-quaternaire du niveau de base local (Pliocène inférieur, Villafranchien, Günz?, Mindel?, Riss et Würm);

- un paramètre géomorphologique: on a noté les réseaux qui s'ouvraient dans la surface supérieure d'aplanissement (360-420 m), attribuée au Sannoisien, ou dans la surface inférieure (240-320 m), attribuée au Tortonien;

- un paramètre volumique: les volumes karstifiés ont été calculés et leur importance mise en relation avec l'intensité de la karstogénèse au cours du temps: ainsi de grands volumes karstiques <u>creusés en régime noyé et peu retouchés par la suite</u> ont été préférentiellement considérés comme contemporains des périodes de forte dissolution maximale potentielle (par exmple de l'Yprésien au Stampien);

- des paramètres morphométriques: l'allure moyenne des sections de galeries a été caractérisée par un indice qui sera présenté plus loin et leur diamètre moyen a été systématiquement calculé.

B - SYNTHESE DES GRANDES ETAPES KARSTOGENETIQUES.

1 - Karstification précoce intra-urgonienne.

Lors du dépôt des séries urgoniennes à caractère margino-littoral, des zones émergées ont pu localement et temporairement apparaître. Le climat tropical qui sévissait a certainement été favorable à des phénomènes de karstification précoce, comme l'a parfois observé J.P. MASSE (1976) en PROVENCE. Dans le BAS-VIVARAIS, la morphologie de la plate-forme urgonienne n'a pas dû permettre de telles émersions et on peut considérer que la karstification précoce y est inexistante, à une époque contemporaine des premiers karsts bauxitiques du LANGUEDOC (P.J. COMBES, 1969) et des plus anciennes surfaces karstiques de la PROVENCE (J.J. BLANC, 1961 - J. NICOD, 1967).

2 - Karstification sénonienne.

De l'Aptien supérieur à l'Eocène supérieur se sont produits, dans l' ARIEGE et l'HERAULT, des soutirages karstiques qui ont démantelé des gisements bauxitiques primitivement stratiformes en créant de profondes poches de minerai (P.J. COMBES, 1969). Dans le ROUSSILLON, J.P. FAILLAT (1972) note "l'existence d'un contact de nature karstique" entre des brèches de l'Eocène inférieur et des terrains du Crétacé supérieur, ce qui témoignerait d'un paléokarst d'âge fini-Crétacé à Eocène inférieur. C'est à une époque contemporaine (Sénonien) que seraient apparues, dans le BAS-VIVARAIS, les premières prémices d'érosion karstique sur les calcaires urgoniens définitivement émergés.

Le réseau hydrographique était différent, le drainage n'etant pas organisé du Nord vers le Sud, les surfaces d'aplanissement actuelles n'existaient pas et les grandes phases tectoniques tertiaires n'avaient pas encore eu lieu: l'altitude et la direction préférentielles des réseaux karstiques ne peuvent donc pas être employées pour caractériser la karstogénèse de cette époque. De ces réseaux, il ne reste d'ailleurs plus que quelques poches karstiques remplies d'argiles versicolores attribuées au Sénonien (Santonien?) ou à l'Eocène

inférieur: toute notion de morphométrie ou de volume karstique est donc inapplicable et il n'est pas envisageable, dans le cadre de ce travail, de s'intéresser à cette première grande phase probable de karstification régionale.

3 - Karstification éocène.

Aucun auteur ne mentionne l'éventualité d'une karstification paléocène, bien que les conditions climatiques aient été a priori favorables: c'est donc l'Eocène qui va constituer la seconde période karstogénétique d'importance régionale.

Pour J.J. BLANC (1961) se développent à cette époque, en PROVENCE, de grands lapiez et poljes, colmatés par des terra-rossa rubéfiées et par des nodules ferrugineux "sidérolithiques". Ces reliefs karstiques et les réseaux en "network" associés sont suspendus par rapport à la topographie actuelle et plus ou moins déformés et isolés par la phase tectonique provençale majeure, ici datée du Lutétien. Dans les CORBIERES, H. ERRE (1977) note "plusieurs chenaux karstiques, de section décimétrique", tranchés par un contact faillé entre calcaires urgoniens et marnes du Stampien supérieur, pour lesquels il propose un âge anté-stampien supérieur et probablement éocène.

Dans le BAS-VIVARAIS, le climat de l'Eocène est toujours à dominante tropicale, donc fortement karstogénétique puisqu'on peut lui attribuer environ un tiers de l'épaisseur totale de calcaires dissous depuis leur émersion (voir tableau XXII). Cependant les auteurs ne se bornent qu'à admettre la présence probable d'une phase de karstification éocène "conditionnée par le retrait de la mer et le développement d'une érosion subaérienne" (J.P. BOISSIN, 1975): les seuls témoins géomorphologiques de cette époque seraient, dans la région, le replat de la COMBE-DU-LOUP, au sud-est d'ORGNAC, reste de la "surface d'érosion karstique éocène" de R. MAZELLIER (1971) et des dépôts sableux colmatant quelques poches karstiques (L. BELLEVILLE, 1985).

En l'absence de données plus précises, et notamment de réseaux karstiques attribuables à cette période, le karst éocène n'a donc pu être caractérisé.

4 - Karstification oligocène.

A partir de l'Oligocène, on dispose d'un certain nombre de repères chronologiques utilisables pour dater d'éventuels réseaux: directions tectoniques

préférentielles des phases pyrénéo-provençale et oligo-miocène et relations avec la première surface d'aplanissement. Bien qu'en voie de dégradation, le climat reste favorable à la karstification: il aurait été responsable de la disparition du quart de l'épaisseur totale de calcaires dissous. On notera également que la fracturation induite au Bartonien par la phase pyrénéo-provençale et l'état de contrainte quasi-permanent tout au long de la phase de distension oligo-miocène n'ont pu que favoriser le développement de la karstification oligocène.

Cette karstogénèse, d'importance également régionale, a laissé des traces de la PROVENCE (J. NICOD, 1967 - J. BLANC, 1972 et 1973) au BAS-VIVARAIS via le LANGUEDOC (G. FABRE, 1980 - E. COULET, 1975). Dans la région de MARSEILLE, J. BLANC attribue à l'Oligocène terminal la formation d'un paléokarst avec avens, fissures, galeries paragénétiques et planchers stalagmitiques faillés et mylonitisés. Plus au Nord, E. COULET (1975) cite quelques fragments de concrétions roulés dans les dépôts oligocènes du bassin d'ALES, et qui témoignent de la disparition d'un karst évolué. Cependant aucun auteur ne mentionne l'existence actuelle de véritables réseaux karstiques contemporains de la phase oligocène: pour J. BLANC (comm. orale), si de telles cavités existent encore dans le BAS-VIVARAIS, il conviendrait d'en rechercher les traces en altitude, par exemple sur le massif de la DENT DE REZ.

5 - Karstification miocène.

Au cours du Miocène, le potentiel karstogénétique du climat a sensiblement été équivalent à celui de la zone sub-méditerranéenne à laquelle appartient actuellement le BAS-VIVARAIS. Trois évènements majeurs se sont alors marqués dans cette région:

- l'élaboration, probablement au Tortonien, de la surface inférieure d'aplanissement;

- l'installation, au Miocène supérieur, d'une paléo-ARDECHE sur les plateaux urgoniens avec réorganisation des écoulements karstiques vers ce nouveau niveau de base local;

- la régression messinienne qui, en abaissant considérablement le niveau de base général, a induit l'enfoncement de l'ARDECHE et du RHONE, provoquant une reprise de creusement en profondeur de l'ensemble du paléo-karst actif.

J. BLANC (1972) a mis en évidence, dans la vallée de la DURANCE (paléokarst du canyon de REGALON), des concrétionnements calcifiés et un plancher cristallisé colmatant les grottes d'un karst post-helvétien et anté-pliocène. Au Messinien (Fontien), il note une reprise générale de l'activité karstique et parle de la "phase majeure de la formation et de l'extension des *poljes* actuellement observés" dont celui de CANJUERS (J. BLANC, 1973).

H. PASCAL (1970) décrit, dans l'anticlinal de SAINT-PAUL-LE-JEUNE, une karstification superficielle post-oligocène des diaclases N 00 à N 30 créées, selon lui, par la distension oligocène. A MELIAS, il cite une cavité karstique, dans le Jurassique supérieur, remplie de marnes datées du Pliocène: dans la bordure karstique sous-cévenole qu'il étudie, il attribue donc au Miocène la karstification des calcaires du Jurassique supérieur et note qu'elle se poursuit jusqu'à nos jours.

Enfin, pour L. BELLEVILLE (1985), le début et la fin du Miocène correspondent aux deux dernières phases de karstification du BAS-VIVARAIS.

Les différents auteurs admettent implicitement le Miocène comme âge maximum de creusement des réseaux karstiques pénétrables (c'est-à-dire non colmatés) de la région. E. DEBARD (1988) résume bien cette approche en écrivant que "les différentes étapes de la karstification du Bas-Vivarais ne peuvent être dissociées du processus d'enfoncement de l'Ardèche". Le karst miocène peut donc être caractérisé de la manière suivante:

- ses directions préférentielles seraient celles de la phase oligo-miocène avec des réutilisations de la phase pyrénéo-provençale mais sans influence de la phase alpine (rhodanienne);

- ses réseaux s'ouvriraient essentiellement à partir de la surface inférieure d'aplanissement ou dans la zone extérieure aux surfaces;

- l'orientation de ses galeries témoignerait d'un drainage vers l'ARDECHE ou le RHONE et son étagement suivrait leur enfoncement fini-miocène;

- ses volumes karstiques pourraient être importants du fait des conditions climatiques encore favorables, principalement au début du Miocène.

6 - Karstification plio-quaternaire.

La remontée du niveau de base général lors de la transgression pliocène provoque l'arrêt de creusement et le comblement de nombreux réseaux karstiques par un "terme standard": limons rouges varvés de la grotte de SAINT-MARCEL (J. BLANC et H. CHAMLEY, 1975) ou limons rouges concrétionnés du paléo-karst de POMEGUES ou des CORBIERES (J. BLANC, 1973). On rapellera l'hypothèse selon laquelle les limons rouges de SAINT-MARCEL proviendraient de l'érosion, du transport et du dépôt en position inversée des paléosols villafranchiens du plateau: la rapidité de ce comblement (de l'ordre de 15.000 ans) aurait permis une fossilisation "en l'état" des grands réseaux.

Des phases de ravinement ont eu lieu au cours du Quaternaire, notamment au Riss, et ont décolmaté les réseaux, les rendant de nouveaux fonctionnels. Elles ont été entrecoupées de périodes de concrétionnements stalactitiques ou de formation de planchers stalagmitiques.

Dans le BAS-VIVARAIS, les conditions climatiques n'ont jamais durablement atteint le seuil d'arrêt des processus de karstification: bien que ralentis par l'installation du froid au cours d'une partie du Riss et du Würm, ils se sont poursuivis jusqu'à l'Actuel, ce dont témoignent les nombreux réseaux actifs ou semi-actifs (pertes et résurgences) du plateau et des gorges.

C - ESSAI DE CARACTERISATION TECTONIQUE DES PHASES KARSTOGENETIQUES.

1 - Structure des aquifères fissurés et karstification.

Pour J.C. GRILLOT (1979), la fissuration des magasins carbonatés, dont les diaclases sont les éléments-clés, est antérieure à toute fracturation: elle est uniforme sur l'ensemble d'un massif karstique car elle tire son origine de causes tectoniques à grande échelle. La fracturation utilise ensuite le réseau de fissures avec une fréquence directionnelle dépendant de la lithologie (épaisseur et compétence des strates). Sur cette trame s'organisent ensuite les écoulements souterrains de la manière suivante:

- des zones drainantes s'installent sur d'anciennes fractures à rejeux plus ou moins nombreux mais dont le dernier s'est impérativement effectué en distension: dans le karst, ces zones peuvent évoluer en chenaux ou en drains;

- un sous-système à faible diffusivité hydraulique occupe les fractures fines et denses et assure la fonction capacitive de l'aquifère.

On reprendra une des conclusions de son travail pour tenter de comprendre les relations entre fracturation et karstification: "il semble qu'à l'échelle d'observation du karst utilisée lorsqu'on analyse l'organisation des chenaux karstiques, les jeux successifs des fractures en ouverture commandent en priorité l'évolution directionnelle de la karstification, sans que d'ailleurs soit associée à ces jeux une fréquence élevée de joints de rupture". Parmi les paramètres d'analyse fissurale (longueur, nombre, maille et jeu), c'est donc l'influence du jeu mécanique qui prime sur la karstification.

D'autres auteurs, dont R. GUERIN (1973) pour le BAS-VIVARAIS, ont proposé d'assimiler directions de fracturation et de karstification. La possibilité de jeu ou de rejeu des fractures dépendrait de leur orientation par rapport à la contrainte tectonique principale, paramètre dont la direction est relativement indépendante des conditions tectoniques locales (telles que déviations à l'approche de grands accident ou de changements de faciès). Le principe de datation des réseaux karstiques d'après l'orientation de leurs galeries repose alors sur les trois hypothèses suivantes:

- les galeries karstiques se creusent essentiellement aux dépends des discontinuités de la roche;

- dans un calcaire compact et relativement homogène (cas des calcaires urgoniens) les principales discontinuités sont d'ordre tectonique (fractures sub-verticales ou inclinées, chevauchements sub-horizontaux, ripages bancs sur bancs, joints stylolitiques, ...);

- les réseaux se développent préférentiellement selon les directions de rejeu récent et en ouverture des structures tectoniques.

Remarque: *pour J.C. GRILLOT (1979), la direction Est-Ouest a tout particulièrement été karstifiée au Plio-Quaternaire puisqu'il s'agit de la*

direction du raccourcissement alpin. On note cependant, dans les massifs sub-alpins du VERCORS et de la CHARTREUSE, un développement particulier du karst actif de N 340 à N 20, directions normalement "oblitérées" par la tectonique alpine, pour deux raisons principales dont les effets peuvent se cumuler:

- la réactivation des fractures parallèles aux bordures des massifs par décompression en l'absence de toute contrainte tectonique;

- l'alternance des phases de creusement/remblaiement fluvio-glaciaires au Quaternaire, qui aurait provoqué un "remodelage" du karst en direction des vallées jusqu'à masquer l'influence des mouvements tectoniques antérieurs.

2 - Exemples régionaux de relation entre fracturation et karstification.

2.1. Le BAS-VIVARAIS calcaire.

R. GUERIN (1973) définit deux époques de karstification par rapport à la phase tectonique alpine:

- une karstification antérieure, fossile, de directions sub-méridienne, N 35-75 et N 135-155;

- une karstification postérieure, encore active, de directions N 15-35 (zone structurale 3) à N 35-95 (zone structurale 2) , N 75-115 (zone structurale 3) et N 135-155.

On remarque que la plupart des directions de karstification proposées (voir tableau V) sont communes, ce qui traduit bien une réutilisation de certaines directions tectoniques à la suite de leurs rejeux.

Remarque: *une critique est à formuler sur ce travail car l'analyse structurale détaillée est assortie d'une étude très fruste du karst: ainsi la grotte de SAINT-MARCEL, la GOULE DE FOUSSOUBIE et le réseau MIDROI-ROCHAS, cités par R. GUERIN comme étant des karsts anté-pliocènes, montrent en réalité un étagement de réseaux d'âges différents (voir plus loin) qu'on ne peut considérer dans leur globalité sans introduire une erreur difficilement quantifiable.*

2.2. Le HAUT-VIDOURLE.

A une cinquantaine de kilomètres au sud du BAS-VIVARAIS se trouve le HAUT-VIDOURLE, étudié par J.C. GRILLOT et R. GUERIN (1975). Cette région karstique a également subi les effets de la compression pyrénéo-provençale à l'Eocène supérieur, de la distension oligocène et, dans une certaine mesure, de la compression alpine du Miocène supérieur. Deux types de karsts ont pu y être individualisés:

- un karst fossile préférentiellement aligné sur les failles normales héritées de la distension oligocène (N 20-30 et N 90-100);

- un karst actif à semi-actif, orienté selon les décrochements (N 40 et N 110-150) et le raccourcissement alpin (N 90).

Un karst fossile anté-Miocène supérieur, probablement oligocène, a ainsi pu être caractérisé à côté d'un karst récent plio-quaternaire. Pour les auteurs, il existe, dans le HAUT-VIDOURLE et le BAS-VIVARAIS, une relation indéniable entre le style tectonique et les directions de drainage souterrain (bien que certaines directions - en l'occurence N 90 - soient là aussi communes aux deux phases; d'autre part les directions de fracturation - et par là de karstification - sont "incontestablement" tributaires du faciès dans lequel elles se développent.

2.3. Les CAUSSES du LOT et de l'AVEYRON.

Pour J.M. GINESTY (1980), les réseaux fossiles ou actifs du LOT se développent suivant des directions N 110-120 et N 150-180 "qui paraissent avoir été utilisées depuis longtemps par les circulations" souterraines; la karstification apparaît ainsi prépondérante, indépendamment de son âge, sur les familles de fractures anciennes.

Sur le CAUSSE COMTAL et le DURZON, les relations entre fracturation et karstification montrent l'utilisation de fractures "dont le jeu mécanique a probablement favorisé l'ouverture et les circulations hydrauliques". On rejoint ici les résultats de J.C GRILLOT précédemment cités.

Remarque: la dernière manifestation tectonique serait primordiale en ce qui concerne la direction préférentielle des écoulements actuels à l'échelle du massif.

3 - Calcul d'un indice tectonique.

De l'ensemble des exemples cités, trois observations sont à retenir:

- seuls les accidents à rejeu récent et en ouverture sont susceptibles d'être karstifiés à la suite de leur rejeu;

- la distension oligo-miocène a induit le rejeu en ouverture d'une large gamme de directions de fractures;

- les phases compressives pyrénéo-provençale et alpine se sont caractérisées par des rejeux systématiques en ouverture, sous la forme de décrochements, le long d'accidents sub-parallèles ou obliques aux axes de contrainte maximum, respectivement orientés à N 00 et à N 90 dans le BAS-VIVARAIS (voir tableau V): cependant les deux axes de contrainte ayant été perpendiculaires, les directions citées ont obligatoirement rejoué en ouverture (décrochements) au cours de l'une des deux phases et en compression (failles inverses) pendant l'autre. Il s'agit donc de directions de rejeux spécifiques, caractéristiques de chaque phase.

Un indice simple a ainsi été créé afin d'estimer le rôle des deux phases compressives dans la karstification: pour chaque réseau on a calculé le développement des galeries selon chacune de ces deux directions avec une marge de ± 10° puis on l'a exprimé en pourcentage du développement total du réseau. La formulation de cet "*indice tectonique*" (IT) est la suivante:

$$IT_P = 100 * D_P/D_T$$
$$IT_A = 100 * D_A/D_T$$

où IT_P et IT_A représentent respectivement l'indice tectonique des phases pyrénéo-provençale et alpine, D_P est le développement des galeries orientées de - 10° à + 10° par rapport au Nord (soit de N 170 à N 180 et de N 00 à N 10), D_A le développement des galeries orientées de - 10° à + 10° par rapport à l'Est (soit de N 80 à N 100) et D_T le développement total du réseau considéré.

Le défaut essentiel de cet indice est de ne prendre en compte qu'une seule direction (ou gamme de directions) par phase tectonique, alors qu'il y a probablement eu karstification dans certaines directions obliques aux axes de contrainte: l'objet du travail qui va suivre sera donc, pour partie, d'en estimer l'intêret en tant qu'outil de datation des phases de karstification.

II - APPROCHE MORPHOGENETIQUE DU KARST.

A - DECOUPAGE ET CODAGE DES GALERIES.

1 - Application du principe de continuité.

La figure 100 schématise la jonction de deux galeries d'un même réseau karstique: une galerie principale (ABCD) et une galerie annexe (BEF). Deux principes peuvent être appliqués pour calculer la longueur totale (L) de ces galeries et, par extension, le développement du réseau dont elles font partie:

- le principe de continuité ne tient pas compte du diamètre des galeries qui peut être important, notamment au niveau des salles. La longueur cumulée des galeries de l'exemple proposé a pour expression:
$L = AB + BC + CD + BE + EF$.

Le fait de rattacher la galerie annexe EF à l'axe de la galerie principale, au point B, n'introduit aucune discontinuité: il correspond au cheminement du spéléologue dans le réseau et à la succession de ses visées topographiques. Cependant la longueur de chaque galerie annexe est estimée par excès puisque la distance BE correspond en fait au rayon de la galerie principale.

- le principe de discontinuité ne tient pas compte, en revanche, de la distance BE dans le calcul de la longueur de la galerie annexe. La longueur totale du réseau représenté vaut alors: $L = AB + BC + CD + EF$. La valeur obtenue représente mieux la réalité mais le cheminement des visées devient discontinu à chaque jonction de galerie et un codage simple du réseau n'est plus possible.

On signalera que le principe de continuité a été adopté en 1961 par le IIIe Congrès International de Spéléologie réuni à VIENNE: dans la méthode de

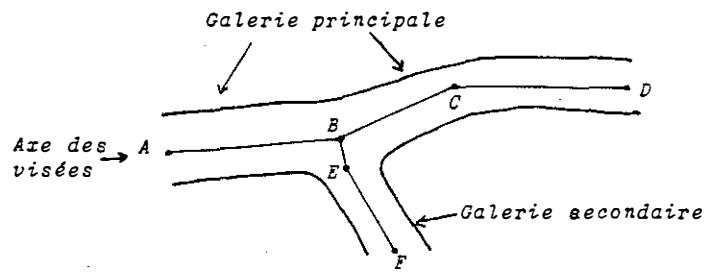
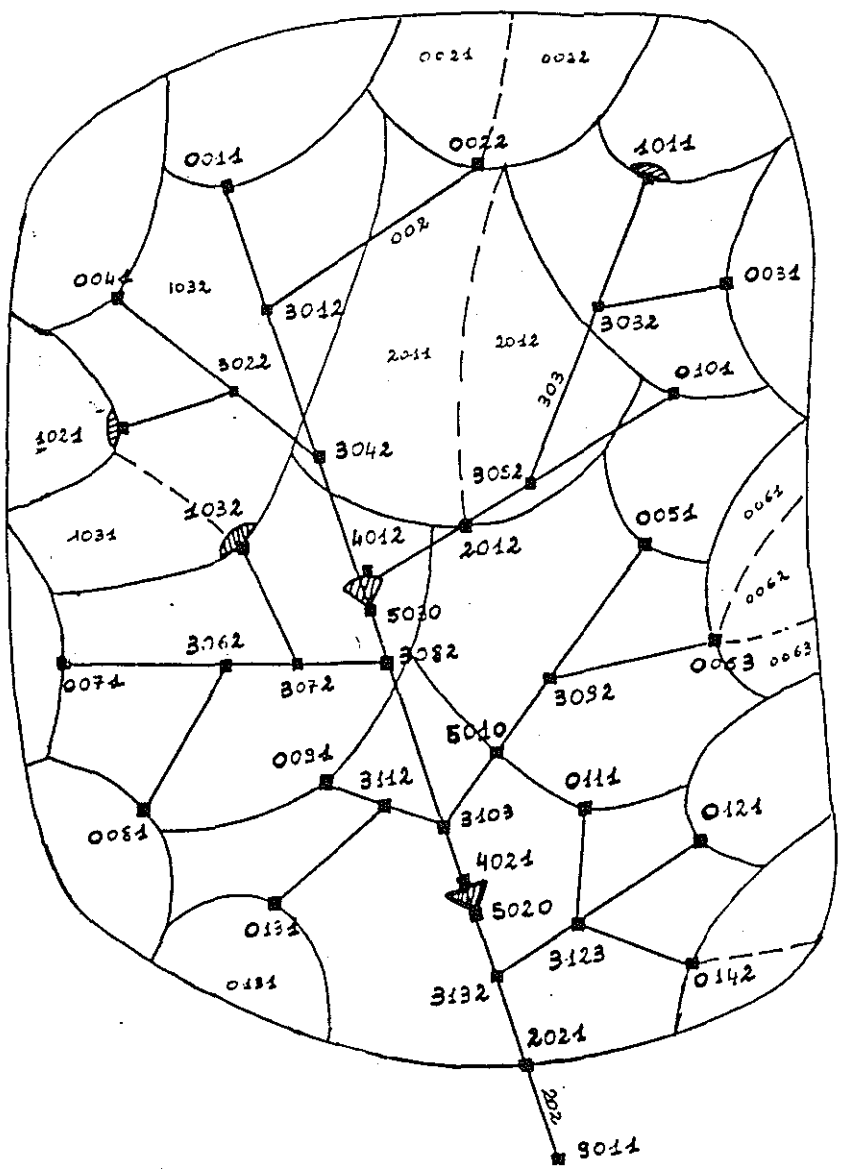


Figure 100. EXEMPLE D'APPLICATION DU PRINCIPE DE CONTINUITE.



a. Codage d'un réseau en hydrologie urbaine (modèle "RERAM" - LHM).

Figure 101. CONFIGURATION DE CODAGE D'UN RESEAU.

découpage et de codage des réseaux karstiques présentée ci-après et utilisée dans cette étude, c'est ce principe qui a été retenu.

2 - Choix d'une méthode de codage.

L'élément de base du découpage d'un réseau karstique est la visée effectuée par le spéléologue-topographe. Afin de faciliter les fastidieux calculs de développement, de valeurs moyennes (largeur, hauteur, altitude, ...), d'indices morphométriques et de classement directionnel ou altitudinal des longueurs et des volumes karstifiés, chaque réseau étudié à fait l'objet d'une mise en fichier puis d'un traitement informatique. La nécessité d'une méthode de codage s'est ainsi rapidement imposée afin de pouvoir reconstituer le cheminement des visées.

2.1. En hydrographie et hydrologie urbaine.

Des méthodes de codage existent, qui ont été conçues pour des réseaux convergents et hiérarchisés, en hydrologie urbaine (voir modèle "RERAM" en figure 101.a) ou fluviatile (voir figure 101.b):

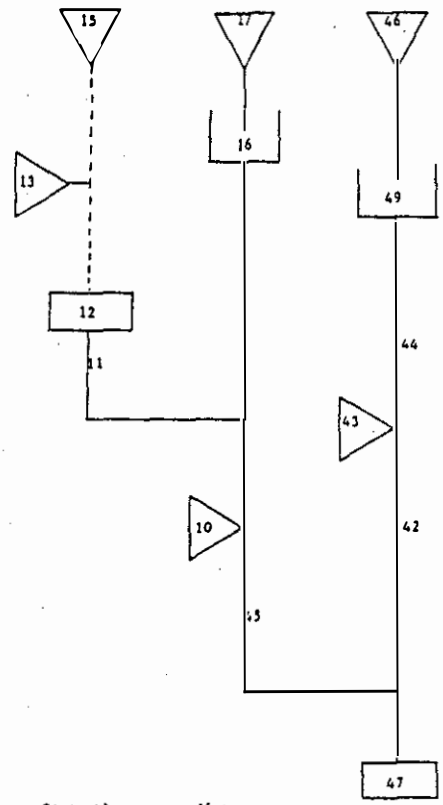
- convergents car les points de départ sont multiples (sources, bassins ou sous-bassins versants, ...) et le point d'arrivée unique (exutoire du cours d'eau majeur ou du réseau de conduites);

- hiérarchisés car à chaque jonction s'ajoute un affluent et l'importance du réseau collecteur croît.

Dans le modèle "RERAM", spécifique aux problèmes d'hydrologie urbaine, chaque "noeud" du réseau possède une numérotation à trois nombres qui indiquent, de gauche à droite:

- le type du noeud de 0 à 9 (tête de réseau, point sur le réseau, jonction de réseaux, présence d'un bassin de stockage, exutoire du réseau global, ...);

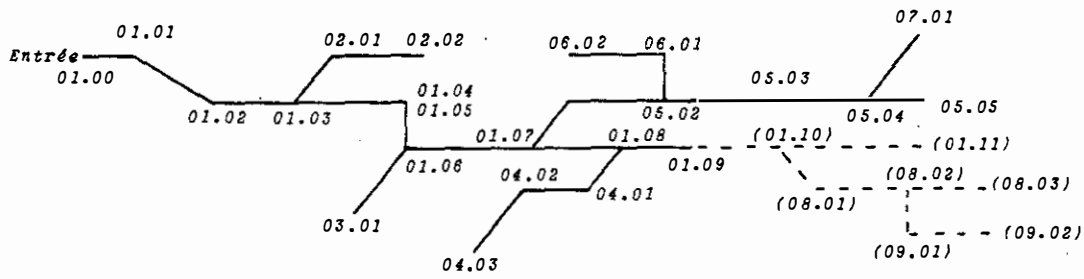
- le numéro du noeud qui, de 1 à 99, permet de différencier les noeuds d'un même type le long du réseau;



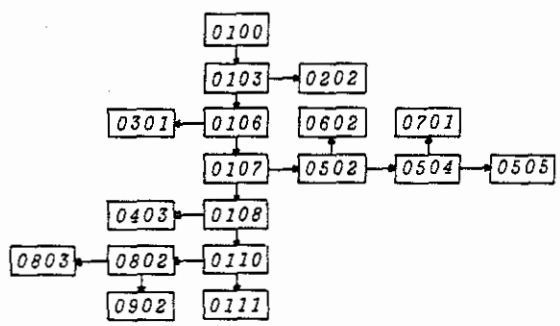
Ce système sera codé :

15-1/13-2/12-4/11-4/17-1/16-4/11-3/10-2/45-4/46-1/49-4/44-4/43-2/42-4/45-3/
47-4/99-9/

b. *Codage d'un réseau hydrographique (LHM).*



c. *Plan du réseau karstique fictif.*



d. *Schéma directeur de codage du réseau karstique fictif.*

Figure 101. CONFIGURATION DE CODAGE D'UN RESEAU (suite).

- le nombre de sous-bassins dont le noeud est l'exutoire ou le nombre de conduites qui aboutissent au noeud (de 0 à 9)..paramètre utilisé pour la sommation des hydrogrammes lors de la modélisation.

Dans cet exemple chaque conduite, située entre deux noeuds consécutifs, est entièrement définie par les trois premiers chiffres de la numérotation du noeud amont en vertu du fait qu'un noeud ne peut être l'extrémité amont que d'une seule conduite: cela n'est pas forcément le cas dans le karst où notamment des puits verticaux peuvent relier plusieurs niveaux de galeries et être ainsi à l'origine de diffluences.

Dans le modèle présenté en figure 101.b. relatif au schéma hydrologique de la Loire, on est en présence d'une configuration en "modules" dont la numérotation repose sur deux nombres (LHM, 1977):

- chaque module est affecté d'un numéro d'identification arbitraire à deux chiffres décrivant son type (réservoir, pompage ou dérivation, station de contrôle, bassin versant, tronçon de propagation, ...);

- le second nombre définit la liaison de chaque module avec le précédent (branchement en parallèle, en série, extrémité, ...).

L'inconvénient de ce système de codage résulte dans le choix arbitraire du numéro d'identification de chaque module, ce qui implique de posséder un plan du réseau pour pouvoir reconstituer sa configuration. Pour l'application aux réseaux karstiques, en tenant compte du micro-ordinateur disponible pour les calculs (AMSTRAD CPC 464 de 43 ko de RAM!), il est préférable que chaque "module" (c'est-à-dire chaque galerie) ait un code d'identification qui permette de le situer automatiquement dans le réseau, sans pour cela faire appel à un fichier où est inscrite la configuration de codage.

2.2. Pour un réseau karstique.

Le réseau karstique, lorsqu'on l'appréhende à la manière d'un spéléologue, c'est-à-dire lorsqu'on le découvre à partir d'une entrée et que s'ouvrent progressivement un certain nombre de galeries, ne s'avère généralement ni convergent ni hiérarchisé. En effet:

- lorsque l'entrée se trouve (cas fréquent) en aval du réseau, par rapport au sens d'écoulement initial des eaux souterraines, le réseau est divergent: cela reviendrait - pour un réseau hydrographique - à remonter de l'exutoire vers les sources; parfois le sens d'écoulement des eaux qui ont donné naissance au conduit exploré n'est pas identifiable;

- il est impossible de connaître le rang ou l'ordre d'une galerie avant d'avoir exploré l'ensemble du réseau: or la connaissance d'un karst progresse périodiquement au gré des découvertes spéléologiques qui mettent à jour de nouvelles galeries ou des jonctions entre réseaux distincts. Le réseau karstique n'est donc pas hiérarchisable tant qu'il n'est pas connu avec précision.

Pour le découpage d'un tel réseau, on a ici opté pour le compromis suivant:

- distinction entre galerie principale, analogue au fleuve d'un réseau hydrographique, galerie secondaire, assimilable aux principales rivières et galeries annexes comparables aux petits affluents; par définition, les galeries annexes ne sont jamais ramifiées et se limitent à un court boyau qui ne comporte parfois qu'une seule visée;

- numérotation dans un ordre croissant et conforme à la progression d'un spéléologue explorateur, lequel, à partir d'une entrée de réseau, effectue une série d'allers-retours entre les jonctions de galeries et l'extrémité de chacune d'entre elles.

Sachant qu'on ne connait jamais un réseau karstique dans sa totalité et qu'on en découvre régulièrement de nouveaux tronçons, seule une numérotation divergente semble en mesure de s'adapter à ces modifications sans remettre en cause le rang de chaque ancienne galerie à la découverte d'une nouvelle. Le codage adopté dans cette étude est représenté par un numéro d'identification à deux nombres (chacun pouvant varier de 00 à 99) qui se rapporte à l'extrémité aval de chaque visée:

- le premier nombre, commun à plusieurs visées, caractérise la galerie: il est appelé nombre-guide (NG);

- le deuxieme nombre représente le numéro de la visée en progressant dans la galerie à partir de son entrée.

Remarque: *dans un réseau karstique qu'il s'agit simplement de décrire, tous les "modules" sont des galeries et appartiennent donc à un seul et même type; les seules distinctions nécessaires à la reconstitution du réseau en trois dimensions sont la présence d'un puits vertical, d'un changement d'orientation de la galerie, d'une modification de ses dimensions ou du signalement d'une fin de tronçon avec retour dans une des galeries précédentes:*

- les trois premières distinctions ne sont pas possibles à l'aide du numéro d'identification tel qu'il a été conçu, mais déduites de l'analyse des paramètre mesurés (azimut, largeur, hauteur et/ou cote): par exemple un puits vertical, numéroté de la même façon que tout autre tronçon de galerie, sera seulement caractérisé par un azimut et une longueur (mesurée en plan) nuls;

- la quatrième est résolue en intercalant, dans la succession croissante logique des numéros de visées, le numéro de la dernière visée précédant la galerie diffluente: l'ordre croissant des numéros est rompu, ce qui indique une discontinuité dans le cheminement du réseau; lorsque l'extrémité d'une galerie est atteinte la numérotation reprend ainsi à la dernière jonction rencontrée et se poursuit dans une nouvelle galerie (voir ci-après).

Par rapport à un système convergent et hiérarchisé on a donc gardé le principe d'une double numérotation, mais le numéro d'identificatoin et les paramètres mesurés se rapportent ici à l'extrémité aval de chaque tronçon dans le sens de cheminement de l'explorateur et non plus à l'amont de chaque "noeud". D'autre part les confluences de galeries ne sont pas mentionnées: la configuration de codage du réseau est basée sur les diffluences qui sont repérées par une discontinuité dans l'ordre de lecture des visées. Enfin ce n'est plus le numéro d'identification mais l'analyse des paramètres calculés qui indique le "type" de chaque galerie.

3 - Application à un réseau karstique fictif.

L'exemple du réseau fictif présenté en figure 101.c permet de visualiser ce système de codage en englobant tous les cas de figure qui peuvent se présenter. Ce réseau montre une galerie principale affectée, dès le départ, du nombre-guide 01, puis de courtes galeries annexes de nombre-guide 02 et 03, une galerie secondaire de nombre-guide 05 et quatre galeries annexes (06 à 09) qui ne forment pas de sous-réseau différencié. On notera que le puits vertical,

symbolisé par un cercle entre les visées 01.06 et 01.07, est traité comme tout autre tronçon de galerie et ne sera considéré comme puits vertical qu'à la lecture de ses paramètres mesurés.

Remarque: *pour faciliter la compréhension de l'exemple, le nombre-guide et le numéro de visée ont été séparés par un point.*

Le codage de ce réseau (en trait plein sur la figure) est le suivant:

01.00 Entrée
01.01 Galerie principale 01
01.02 Suite de la galerie principale 01
01.03 Jonction avec galerie annexe 02
02.01 Début de la galerie annexe 02
02.02 Fin de la galerie annexe 02
01.03 Retour au point de jonction dans la galerie principale 01
01.04 Suite de la galerie principale 01
01.05 Puits vertical
01.06 Jonction avec la galerie annexe 03
03.01 Tronçon unique de la galerie annexe 03
01.06 Retour à la galerie principale 01
01.07 Jonction avec galerie 05 non explorée (cf. plus bas)
01.08 Jonction avec galerie annexe 04
04.01 Début de la galerie annexe 04
04.02 Suite
04.03 Fin de la galerie annexe 04
01.08 Retour à la galerie principale 01
01.09 Fin de la galerie principale actuellement connue
01.07 Retour à la jonction avec la galerie 05 non encore explorée
05.01 Début de la galerie secondaire 05
05.02 Jonction avec galerie annexe 06
06.01 Début de la galerie annexe 06
06.02 Fin de la galerie annexe 06
05.02 Retour à la galerie secondaire 05
05.03 Suite de la galerie secondaire 05
05.04 Jonction avec la galerie annexe 07
07.01 Tronçon unique de la galerie annexe 07
05.04 Retour à la galerie secondaire 05

05.05 Fin de la galerie secondaire 05 et du réseau actuellement exploré.

Si ultérieurement on découvre la continuation d'une galerie, le codage reprend à la suite du dernier tronçon exploré. On a traité ici le cas de la découverte du prolongement de la galerie principale au-delà de l'ancienne visée finale 01.09 (voir réseau en pointillés sur la figure 101.c). A la fin de la liste ci-dessus, il suffit alors de rajouter les numéros suivants:

01.09 Retour à l'ancienne fin de la galerie principale 01
01.10 Suite de la galerie principale 01 et jonction avec la galerie 08
01.11 Fin de la galerie principale 01
01.10 Retour en galerie 01 à la jonction avec la galerie 08 non explorée
08.01 Début de la galerie secondaire 08
08.02 Jonction avec la galerie annexe 09
08.03 Fin de la galerie secondaire 08
08.02 Retour en galerie 08 à la jonction avec la galerie 09 non explorée
09.01 Départ de la galerie annexe 09
09.02 Fin de la galerie annexe 09 et du réseau actuellement exploré.

A partir de la seule liste des numéros d'identification, on peut ainsi dresser le schéma directeur du réseau sans en connaître ni le plan ni la coupe: la figure 101.d montre le plan directeur du réseau karstique fictif proposé, sur lequel ne figurent - par mesure de simplification - que les codes des visées indiquant des diffluences ou des discontinuités majeures (fins de galeries).

B - CHOIX DES PARAMETRES MORPHOGENETIQUES.

1 - Paramètres mesurés.

Chaque visée a été caractérisée - en sus de son numéro d'identification - par cinq paramètres, mesurés à son extrémité postérieure, à partir desquels tous les calculs et traitements statistiques ultérieurs ont été effectués:

- l' azimut (AZ) compris entre 0 et 360° et mesuré par pas de 5°; pour tenir compte de la différence de déclinaison magnétique entre les visées d'origine, effectuées entre 1970 et 1975, et leur mesure dans le cadre de ce travail, les azimuts ont été systématiquement réduits de 5°;

- la longueur (LO), mesurée sur le plan du réseau, qui représente la projection horizontale de la longueur réelle de la visée;

- la largeur (LA) et la hauteur (HA) du tronçon de galerie, respectivement relevées sur le plan et sur la coupe du réseau: ces deux grandeurs sont mesurées perpendiculairement l'une à l'autre et à l'axe d'allongement de la galerie;

- la cote (CO) exprimée en altitude relative par rapport à l'entrée prise comme "niveau zéro"; l'altitude absolue de chaque tronçon est obtenue en additionnant sa cote à l'altitude absolue du point d'entrée.

Un premier fichier est alors constitué avec le numéro d'identification (NI) de chaque visée, précédemment défini, et l'ensemble de ces cinq paramètres.

Remarques:

- longueur, largeur, hauteur et cote sont mesurées et exprimées en mètres;

- lors des retours aux points de jonction, après avoir atteint l'extrémité d'une galerie, les valeurs des paramètres sont de nouveau celles de la dernière visée précédant immédiatement la jonction, comme pour les numéros de visées.

2 - Paramètres calculés.

Avant toute exploitation statistique, ce premier fichier est tranformé de façon à renfermer des mesures moyennes par tronçon de galerie et non plus des mesures ponctuelles qui se rapportent à l'extrémité de chaque visée. Pour tout tronçon de galerie i, compris entre les visées i-1 et i, on définit les paramètres calculés suivants:

- largeur : **LAR(i) = 1/2 * (LA(i) + LA(i-1))**

- hauteur : **HAU(i) = 1/2 * (HA(i) + HA(i-1))**

- diamètre: **DIA(i) = 1/2 * (LAR(i) + HAU(i))**

- longueur réelle du tronçon: **LRT(i) = SQR(LO(i)² + (CO(i) - CO(i-1))²)**

- volume du tronçon assimilé à un tronc de cône:

$VOL(i) = \pi/3 * LRT(i) * (R(i)^2 + R(i) * R(i-1) + R(i-1)^2)$ avec $R(i) = DIA(i)/2$

- altitude: $ALT(i) = ALT(0) + 1/2 * (CO(i) + CO(i-1))$

Remarque: *le symbole* SQR *représente la racine carrée.*

La prise en compte globale des n tronçons de galerie formant un réseau permet de calculer son développement total (DVT), son volume kartifié cumulé (VKC) et les valeurs moyennes de diamètre (DIM) et d'altitude (ALM) en effectuant la sommation (Σ) ou la moyenne des n valeurs correspondantes:

- $DVT = \Sigma\ LRT(i)$

- $VKC = \Sigma\ VOL(i)$.

- $DIM = 1/n * \Sigma\ DIA(i)$

- $ALM = 1/n * \Sigma\ ALT(i)$

3 - Indice morphométrique.

Plusieurs types de relevés morphométriques de galeries, plus ou moins précis, existent dans la littérature (J.J. DELANNOY, 1981 - G. FABRE, M. AUDETAT et A.A. CIGNA, 1978): essentiellement descriptifs, ils auraient nécessité la visite complète des réseaux et l'observation détaillée des formes d'érosion et de dépôt: or on ne cherche ici qu'à caractériser la forme globale des sections de galeries par un quantificateur simple qui puisse s'exprimer en fonction des cinq paramètres mesurés à chaque visée.

Des indices morphométriques ont été initialement créés pour des cours d'eau ou des canaux: ils ont été adaptés aux réseaux karstiques par P. GAMEZ (19??) et nécessitent les mesures suivantes pour chaque section de galerie: périmètre (P), aire (A), hauteur (H), largeur (l), longueur maximale rencontrée dans la section (L_m) et largeur maximale mesurée perpendiculairement (l_m). Ces indices sont:

- l'indice d'allongement I_a de HORTON: $I_a = L_m/l_m$ qui caractérise les galeries préférentiellement creusées à la faveur de discontinuités (diaclases, joints de stratification, ...) et dans lesquelles prime un plan de creusement.

- l'indice de compacité K de GRAVELIUS: $K = P / (2 * SQR(\pi * A))$ ou $K \simeq 0.28 * P / SQR(A)$. Dans le cas de galeries à section circulaire, le dénominateur de la première expression devient égal au numérateur: cet indice caractérise donc les galeries syngénétiques pour lesquelles on a $k \simeq 1$.

- l'indice d'écrasement I_e de GAMEZ: $I_e = H/l$ qui caractérise les galeries paragénétiques.

L'indice inventé pour cette étude est le "*rapport largeur/hauteur (RLH)*" qui est une variante de l'indice d'écrasement I_e de GAMEZ et qui vaut:

$RHL = I_e = H/l$ lorsque $H>l$ et $RLH = 1/I_e = l/H$ lorsque $H<l$.

Cet indice représente le rapport entre le grand et le petit axe de chaque section de galerie sans tenir compte de leur orientation dans le plan vertical: il mesure ainsi, indépendamment de sa cause (diaclase verticale, faille inclinée ou joint de stratification horizontal), la déformation d'une section de galerie par rapport à un cercle de référence pour lequel on a RLH = 1. Pour un tronçon de galerie, l'indice RLH sera la moyenne arithmétique des indices calculés à chaque extrémité.

D'après J. BLANC (comm. orale) on peut considérer qu'une galerie s'est creusée en régime noyé jusqu'à un indice RLH de 2 (valeur limite indicative), tandis qu'un indice supérieur à 3 caractériserait soit une reprise ultérieure de creusement, soit la présence d'une discontinuité majeure dans le profil, soit l'influence d'un remplissage ou d'un concrétionnement qui réduirait l'un des diamètres de la galerie.

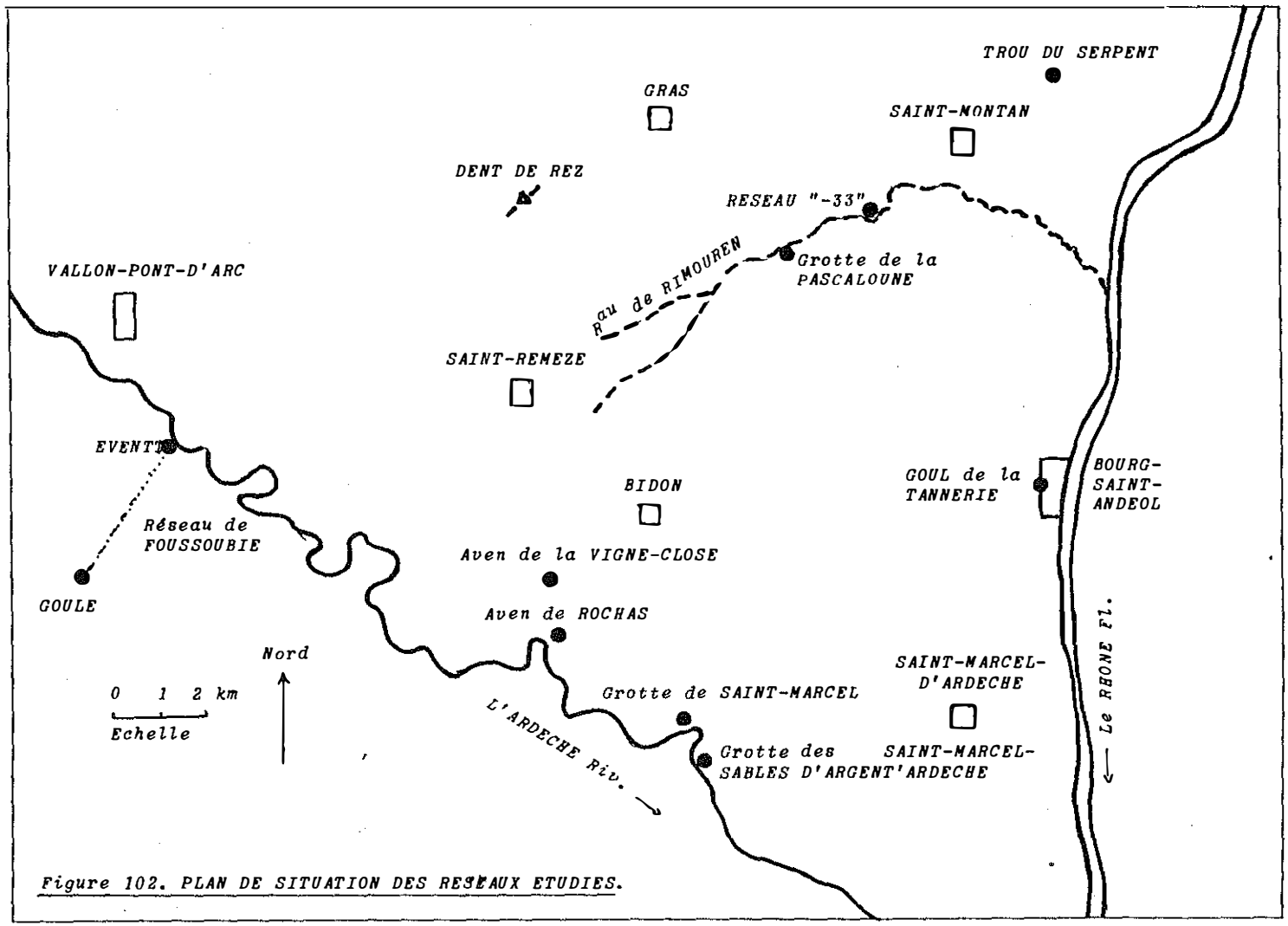


Figure 102. PLAN DE SITUATION DES RESEAUX ETUDIES.

C - PRESENTATION ET ANALYSE DES RESEAUX.

Pour caractériser le karst du BAS-VIVARAIS calcaire, neuf réseaux ont été sélectionnés (voir figure 102) selon les deux critères suivants,

- présence de plans et de coupes à une échelle suffisamment précise (du 1/500 au 1/3000);

- développement supérieur à 500 m afin que les réseaux soient représentatifs de la maille de fracturation à l'échelle hectométrique.

Le tableau XXXIX donne les caractéristiques de ces réseaux dont les deux principaux (SAINT-MARCEL et FOUSSOUBIE) ont dû être respectivement scindés en quatre et deux sous-réseaux (SAINT-MARCEL 1 à 4, FOUSSOUBIE supérieur et inférieur) du fait de leur taille et de la capacité de mémoire du micro-ordinateur utilisé (43 ko de RAM!).

Remarques:

1. Le symbole → sur les plans et les coupes représente l'entrée du réseau, donc le début de la numérotation des visées (0100); il correspond également à l'origine des graphiques.

2. Parmi les réseaux étudiés, la grotte de la PASCALOUNE, le réseau "-33", l'aven de la VIGNE-CLOSE et les réseaux 1 et 4 de la grotte de SAINT-MARCEL ont été visités dans le cadre de ce travail.

3. Les distributions directionnelles et altitudinales des réseaux étudiés sont présentées en annexes III.2 et III.3. Les différences constatées entre les valeurs cumulées (développement et volume karstifié) ou moyennes (diamètre et indice RLH) des deux distributions proviennent du fait que les puits verticaux ne sont pas pris en compte dans le découpage altitudinal: ceci explique également l'absence de certaines classes d'altitude dans les tableaux ainsi que sur les graphiques inclus dans le texte.

4. Le raisonnement sur les altitudes de creusement des réseaux repose sur les deux hypothèses suivantes (dont la validité pourrait être mise en doute):

RESEAU	X	Y	Z	ZS	ΔZ	DVT	NV
SAINT-MARCEL 1	775,85	227,57	99	3	99	4289	198
SAINT-MARCEL 2	776,07	228,08	123	3	93	6163	300
SAINT-MARCEL 3	776,01	228,23	123	3	47	2237	109
SAINT-MARCEL 4	775,80	229,21	185	3	25	1283	55
FOUSSOUBIE SUP.	762,96	230,60	197	2	114	7508	302
FOUSSOUBIE INF.	764,88	233,41	88	2	52	5807	290
SABLES D'ARGENT	774,67	227,57	47	3	41	1352	109
GOUL DE LA TANNERIE	783,60	232,50	62	3	128	1197	79
PASCALOUNE	778,15	238,00	270	2	165	803	83
Réseau "-33"	780,30	238,75	140	2	41	711	102
TROU DU SERPENT	784,20	240,80	300	3	89	650	80
Aven ROCHAS	770,60	229,10	260	3	147	923	58
Aven VIGNE-CLOSE	773,13	230,70	305	3	200	896	66

Tableau XXXIX - PRESENTATION DES RESEAUX KARSTIQUES ETUDIES.

Légende:
X, Y, Z Coordonnées Lambert de l'entrée ou du début
ZS Zone structurale (d'après R. GUERIN, 1973)
ΔZ Dénivelée du réseau (m)
DVT Développement total (m)
NV Nombre de visées dans le fichier de données.

Tableau XL - (Voir page suivante).

PALIER (m)	ALTITUDES EXTREMES (m)	DEVELOPPEMENT (m)	(%)
1	245-300	990	3
2	200-245	730	2
3	170-200	4300	13
4	115-170	16500	50
5	70-115	8500	26
6	40-70	1980	6
Total	40-300	33000	100

Tableau XLI - ALTITUDE ET DEVELOPPEMENT DES PALIERS DE CREUSEMENT KARSTIQUE.

RESEAU	ALT	DVT	VKC	DIA	RLH	IT_P	IT_A
SMA.SUP	185	4140	231580	7,4	2,0	19,4	6,7
SMA.INF	140	10690	231180	3,5	2,4	20,8	10,9
FOU.SUP	185	283	2595	3,2	1,1	0,0	7,3
FOU.MOY	125	5709	91520	4,3	2,2	15,3	8,6
FOU.INF	105	7323	96410	3,8	1,8	9,4	14,1
SDA.SUP		763	3590			9,3	11,7
SDA.INF	50	589	2863	2,5	1,5	2,0	23,3
GTA.SUP	55	1091	6975	2,7	2,1	2,0	25,6
PAS.SUP	260	330	4903	3,9	2,2	1,6	8,4
PAS.MHT	225	86	571	2,6	1,9	6,1	57,2
PAS.MBS	175	91	322	1,8	1,3	0,0	25,9
PAS.INF	130	231	2432	3,4	2,0	0,0	8,8
-33.INF	105	711	1805	1,7	-	7,9	17,7
TDS.SUP	295	117	546	2,2	2,3	12,5	0,0
TDS.MOY	265	395	3385	2,8	2,1	0,0	18,1
TDS.INF	235	125	652	2,4	2,2	3,3	15,7
ROC.SUP	255	38	821	5,1	1,2	0,0	0,0
ROC.MHT	225	387	10340	5,2	1,5	22,1	13,4
ROC.MBS	185	143	6482	6,4	2,0	0,0	0,0
ROC.INF	130	211	12420	7,4	2,2	16,2	23,4
VIC.SUP	255	121	3610	5,4	1,9	0,0	0,0
VIC.MHT	205	156	5679	6,1	2,2	21,3	4,3
VIC.MBS	175	61	915	4,2	1,4	0,0	0,0
VIC.INF	115	99	4744	6,8	1,8	12,4	26,8

Tableau XL - DECOUPAGE ET CARACTERISTIQUES DES RESEAUX ETUDIES.

Légende:

ALT Altitude modale du palier (m) *DVT Développement (m)*
VKC Volume karstique cumulé (m^3) *DIA Diamètre moyen (m)*
RLH Indice RLH moyen *IT_P Indice tectonique pyrénéen (%)*
IT_A Indice tectonique alpin (%)
SMA SAINT-MARCEL *FOU FOUSSOUBIE* *SDA SABLES D'ARGENT*
PAS PASCALOUNE *-33 Réseau "-33"* *GTA GOUL DE LA TANNERIE*
TDS TROU DU SERPENT *ROC Aven ROCHAS* *VIC Aven VIGNE-CLOSE*
SUP Supérieur *MHT Moyen-haut* *MBS Moyen-bas*
MOY Moyen *INF Inférieur*

- les réseaux karstiques se sont creusés en relation avec l'ARDECHE et datent donc tout au plus du Miocène supérieur;

- leur altitude n'a pas été significativement modifiée ni par la tectonique alpine ni par la néotectonique; on peut cependant considérer que s'il y a eu mouvements tectoniques ceux-ci ont affecté en bloc les réseaux karstiques et les témoins géomorphologiques qui servent de références chronologiques.

1 - La grotte de SAINT-MARCEL.

1.1. Description.

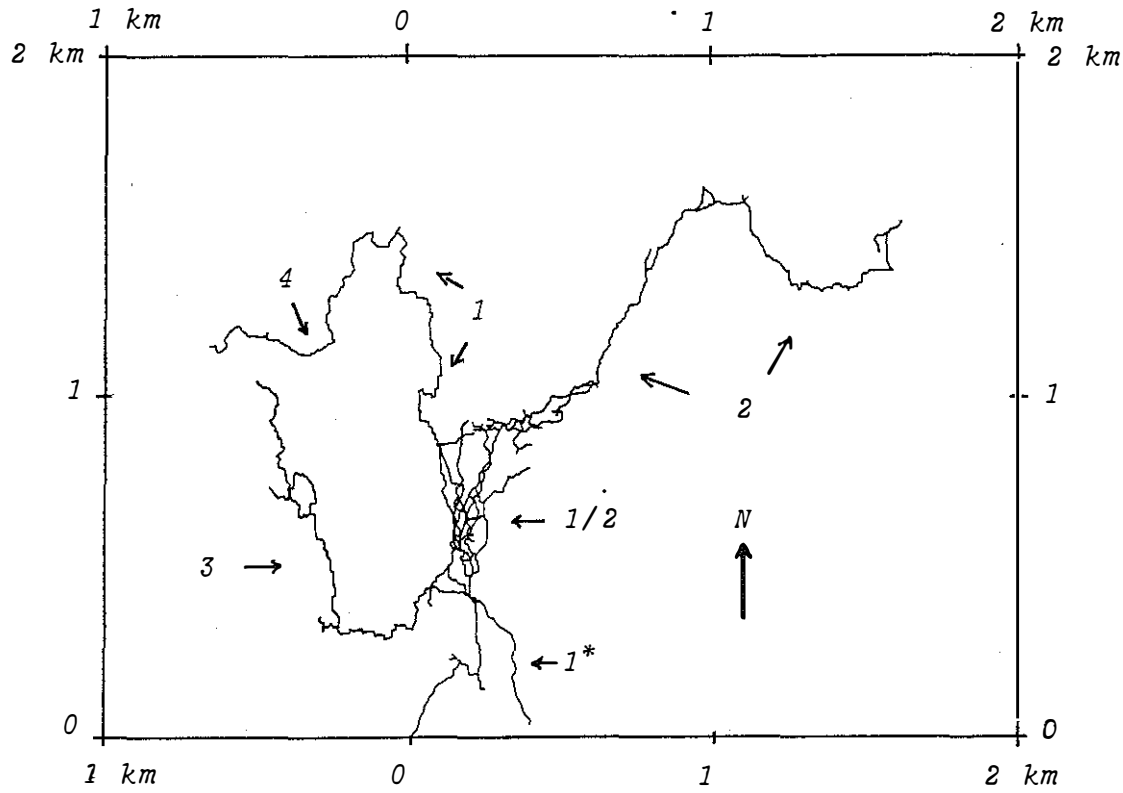
L'entrée actuelle de la grotte s'ouvre à 99 m d'altitude à la sortie des gorges de l'ARDECHE. Découverte en 1838, la grotte est notamment explorée par MARTEL, de JOLY, ..., puis par le spéléo-groupe du FOREZ (SGF) lequel en entreprend, en 1973, une topographie au 1/1000 sous la conduite de R. BILLARD. En 1975, date des documents utilisés dans cette étude, 21 km de galeries étaient topographiés: actuellement il semble que 32 km aient été effectivement reconnus.

Une série de plans et coupes au 1/1000 nous a été aimablement transmise par R. COURBIS, inventeur des réseaux 2 et 3: elle regroupe 13972 m de développement, correspondant aux réseaux 1 (4283 m), 2 (6163 m), 3 (2237 m) et 4 (1283 m), soit au total 662 reports de visées (voir figure 103).

Remarque: *parmi les points d'eau échantillonnés en DEUXIEME PARTIE, trois sont en relation avec la grotte de SAINT-MARCEL: l'arrivée d'eau de FONTAINE-VIERGE (FVI) dans le réseau I, le siphon SOLVAY qui s'ouvre en contrebas du réseau IV et la source de SAINT-MARCEL qui sourd au pied de la grotte, en bordure de l'ARDECHE.*

1.2. Analyse globale du réseau.

La dénivelée du réseau est moyenne (100 m) compte tenu de son développement considérable: seuls 66 m de puits verticaux ont été recensés dans cette étude, mais ceux du réseau SOLVAY, d'une soixantaine de mètres de hauteur, n'ont pas été comptabilisés.

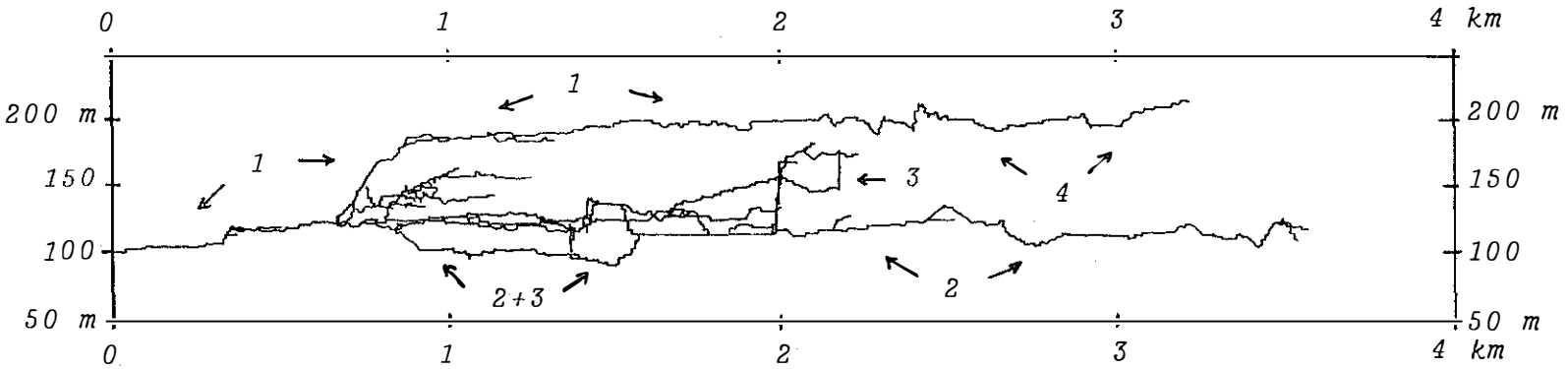


a. Plan.

Figure 103 . PLAN ET COUPE DE LA GROTTE DE SAINT-MARCEL.

Légende :

1	Réseau 1
2	Réseau 2
3	Réseau 3
4	Réseau 4
1*	Réseau 1 (Galerie du Lac)
1/2	Réseaux 1 et 2 superposés (Labyrinthe)



b. Coupe.

Figure 103 (suite). PLAN ET COUPE DE LA GROTTE DE SAINT-MARCEL.

Légende : 1 Réseau 1 2 Réseau 2
3 Réseau 3 4 Réseau 4
2+3 Réseaux 2 et 3 (vus en projection)

Toutes les directions sont représentées avec une plage de fréquences assez restreinte qui s'étend de 8,6 à 15,2 % du développement total (voir figure 104). Les résultats sont plus "contrastés" lorsqu'on s'adresse aux volumes karstifiés avec des fréquences extrêmes de 5,5 à 17,6 %. La direction sub-méridienne (N 00-20 et N 160-180) apparait légèrement dominante tandis qu'on note un déficit centré sur la direction N 100-120.

1.3. Distinction d'un réseau supérieur et inférieur (voir tableau XL).

1.3.1. Discussion sur les altitudes de réseaux.

La distribution des fréquences de développement et de volume karstifié en fonction de l'altitude est nettement bimodale (voir figure 105): la coupure observée à 160 (sur le graphe des longueurs) ou à 170 m (sur celui des volumes) correspond à l'altitude des terrasses villafranchiennes de l'ARDECHE, interpolée entre le témoin du MEANDRE et celui de GRENOUILLET (voir figure 16) et permet de scinder le réseau global en deux réseaux étagés:

- un réseau supérieur de grand diamètre (7,4 m) et de 4140 m de développement (sans les puits verticaux), compris entre 160 et 200 m d'altitude;

- un réseau inférieur de 10690 m (sans les puits verticaux) et de diamètre moitiémoindre (3,5 m), compris entre 100 et 160 m d'altitude.

Cet étagement a déjà été mis en évidence par les auteurs précédents (J. BLANC, L. BELLEVILLE, ...) et le réseau supérieur est typiquement décrit comme un réseau ancien du fait de son altitude élevée. On remarque que ces réseaux ne correspondent pas directement avec un niveau alluvionnaire de l'ARDECHE, ce que trois principales hypothèses peuvent expliquer:

- il n'y aurait aucune relation avec les terrasses alluviales ardéchoises car le creusement de ce karst serait antérieur à l'installation de l'ARDECHE sur le plateau au Miocène supérieur;

- le niveau de base karstique n'aurait pas été l'ARDECHE mais le RHONE dont les terrasses les plus anciennes (Donau?) s'étagent jusqu'à 190 m;

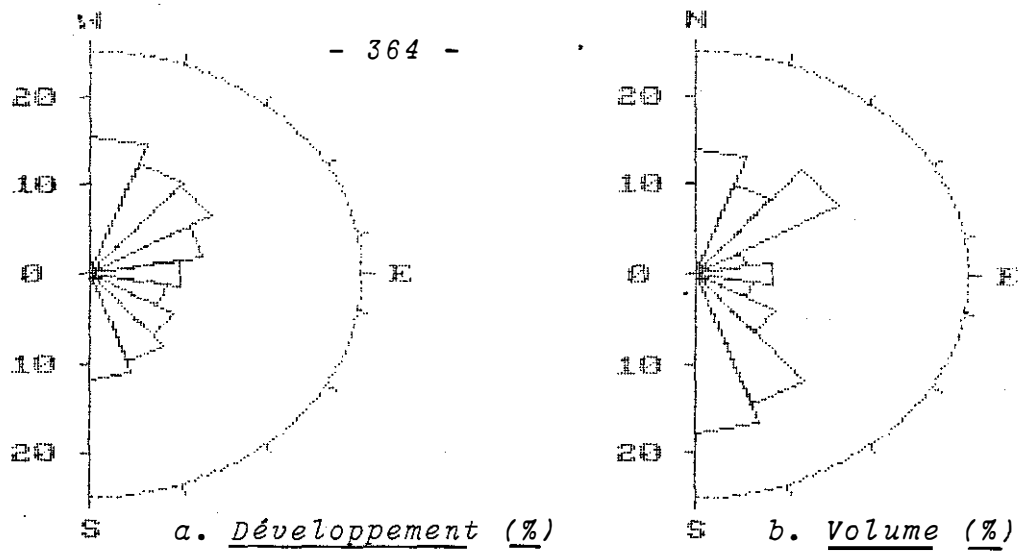


Figure 104. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DE LA GROTTE DE SAINT-MARCEL.

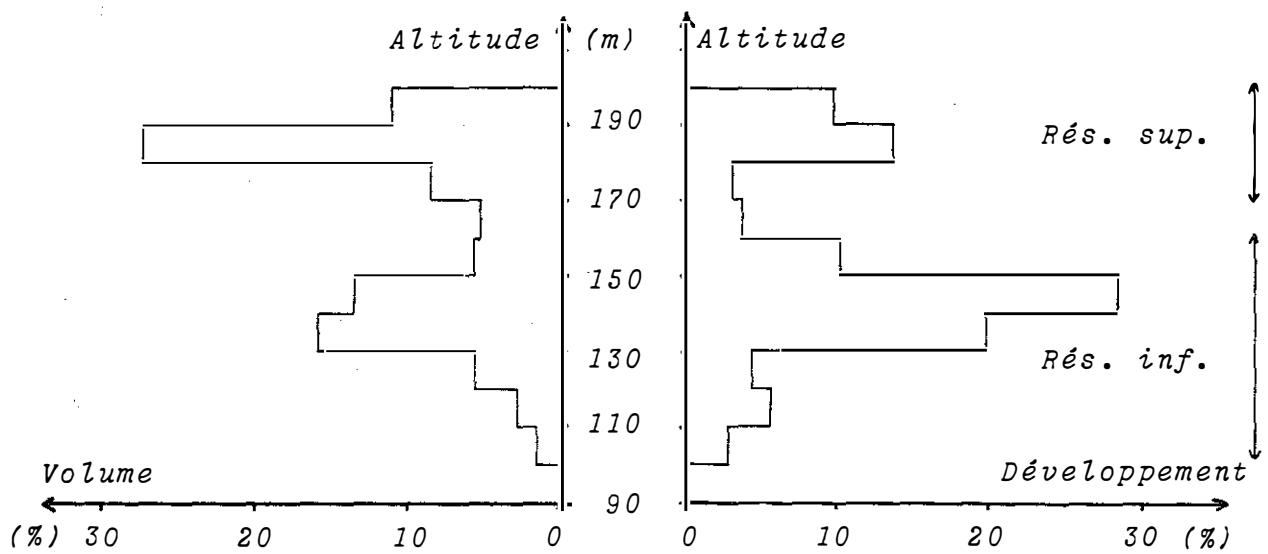


Figure 105. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE St-MARCEL.

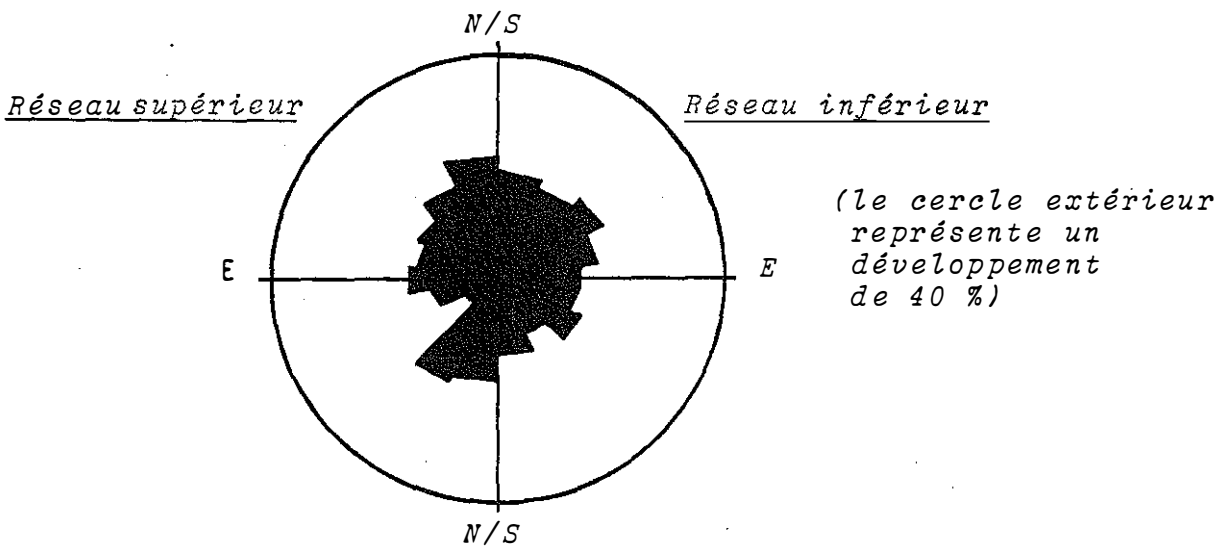


Figure 106. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX SUPERIEUR ET INFERIEUR DE SAINT-MARCEL.

- le niveau de base karstique aurait bien été l'ARDECHE mais:

* soit le creusement est post-Messinien mais anté-Villafranchien et il ne correspond à aucun niveau visible de terrasses;

* soit il n'y a pas eu de stabilisation du niveau de base karstique au cours du Villafranchien;

* soit l'altitude des témoins de terrasses a été modifiée postérieurement à leur dépôt (poursuite de l'effondrement néotectonique de la vallée du RHONE, glissement des terrasses, rejeux inverses d'accidents comme celui, anté-rissien, de la faille de SAINT-RESTITUT, etc..., voir l'argumentation sur la néotectonique en PREMIERE PARTIE).

* soit il existe deux niveaux de terrasses villafranchiennes, ce qu'a déjà fait remarquer J. PIC (1979) et qui est le cas plus en amont dans la vallée du RHONE (terrasses du Donau puis du Günz récent à la latitude de SAINT-VALLIER, voir figure 17); dans la basse vallée de l'ARDECHE, les niveaux anté-rissiens de TRIGNAN et de GRENOUILLET en seraient alors les témoins (voir figure 16): cette hypothèse a été privilégiée par la suite car il semblerait qu'elle corresponde à une réalité karstique.

Suivant l'hypothèse retenue, le creusement du réseau supérieur daterait du Pliocène inférieur ou supérieur (≈ Villafranchien inférieur) et celui du réseau inférieur serait attribuéau Villafranchien supérieur ou au Riss. La prise en compte d'autres types de données s'avère donc nécessaire pour proposer une datation cohérente de ces réseaux!

1.3.2. Discussion sur les directions de galeries.

R. GUERIN (1973), sur des considérations tectoniques, décrit l'ensemble des réseaux comme anté-pliocènes, c'est-à-dire antérieurs à la phase de compression alpine du Miocène supérieur. Lors de cette phase le raccourcissement maximal était Est-Ouest, direction qui correspond effectivement a un net déficit tant en développement qu'en volume karstifié, alors que la direction sub-méridienne est dominante: ainsi l'indice tectonique moyen IT vaut 20,4 % pour la phase pyrénéo-provençale et 9,7 % pour la phase alpine. Si on s'intéresse aux réseaux pris

individuellement (voit tableau XL), les résultats sont semblables et indiquent une influence majeure de la phase pyrénéo-provençale.

Globalement les directions de karstification sont comparables pour les deux réseaux (voir figure 106) et ne traduisent pas d'état de contrainte significativement différent: cependant, on note un certain développement (18,4 %) des volumes karstifiés dans la direction N 40-60 pour le réseau supérieur, du fait d'un diamètre moyen plus important des galeries (8,7 m) dans cette direction: il pourrait s'agir d'une réminiscence des mouvements d'effondrement oligo-miocènes qui ont surtout affecté les accidents cévenols proches de la direction N 40, sub-perpendiculaire à l'axe de la distension maximum.

La prise en compte des directions de karstification seules indiquerait donc un âge "post-pyrénéen" et "anté-alpin" pour les deux réseaux du fait de la dominance des directions sub-méridiennes et de la faible représentation des directions Est-Ouest: le réseau supérieur apparaîtrait plus ancien par son diamètre important qui pourrait résulter d'une forte activité karstogénétique lors d'une période climatiquement favorable: on peut penser à l'Oligocène inférieur, entre 30 et 25 MA, époque où la dissolution maximale potentielle (DMP) valait en moyenne 64 mm/1000 ans, soit plus du double de l'actuelle.

1.4. Datation des réseaux de SAINT-MARCEL.

1.4.1. Réseau supérieur.

L'argumentation tectonique apparaît cohérente et fournit un âge anté-pliocène pour les deux réseaux: du point de vue altitudinal, cela correspondrait préférentiellement à la première hypothèse proposée, si on néglige l'influence de la néotectonique.

Du point de vue altitudinal, le réseau supérieur se serait creusé par rapport à un niveau de base calé entre celui des hautes terrasses villafranchiennes de l'ARDECHE (160 m) ou du RHONE (190 m) et celui de la surface inférieure d'aplanissement (240-320 m), datée du Tortonien: il pourrait s'agir d'un premier niveau de terrasses villafranchiennes ou du niveau de la mer pliocène dont il n'est pas resté de traces dans le BAS-VIVARAIS. Cette période est postérieure au paroxysme compressif alpin (de 6 à 5 MA) qui aurait dû se marquer dans l'orientation des galeries, d'autant plus que le climat était chaud

et humide, donc nettement favorable à la karstification avec une dissolution maximale potentielle de 65 mm/1000 ans!

Les paramètres altitudinaux et directionnels sont donc ici en contradiction: on a choisi de donner la priorité aux données altitudinales du fait de la nette subdivision du réseau en deux niveaux étagés. Le réseau supérieur a donc été attribué à l'époque des premières terrasses villafranchiennes, c'est-à-dire au Villafranchien inférieur (Donau?). Pour J. BLANC et H. CHAMLEY (1975), qui ont étudié cette grotte, il se serait produit un comblement total des réseaux supérieurs par des limons rouges au Villafranchien, ce qui implique un creusement antérieur: dans la chronologie proposée ici, ce comblement interviendrait donc au Villafranchien supérieur.

1.4.2. Réseau inférieur.

Ses directions de karstification diffèrent peu du précédent et leur interprétation chronologique est identique, si ce n'est une meilleure influence des directions alpines. Là encore on privilégiera arbitrairement les données altitudinales: l'altitude de ce réseau étant comparable à celle des basses terrasse villafranchiennes de l'ARDECHE (130-140 m au bois de TRIGNAN) ou du RHONE (120 m), et supérieure à celle du témoin rissien du RANC POINTU (90-100 m), on lui attribuera un âge villafranchien supérieur. Le climat de cette époque était chaud mais moins humide et la dissolution maximale potentielle aurait été de 32 mm/1000 ans, moyenne comparable à la valeur actuelle calculée à VALLON-PONT-D'ARC (34 mm/1000 ans): le climat actuel étant peu efficient sur le karstification, il est nécessaire d'admettre pour le moins une répartition plus régulière des précipitations pour expliquer le creusement en charge de ce réseau (voir discussion en 2.3 plus loin).

1.5. Conclusion.

La chronologie suivante est donc proposée pour les réseaux étagés de la grotte de SAINT-MARCEL:

- creusement du réseau supérieur (160-200 m) au Villafranchien inferieur (Donau?) en relation avec le niveau de base des hautes terrasses villafranchiennes de l'ARDECHE (160 m) ou du RHONE (190 m);

- creusement du réseau inférieur (100-160 m) au Villafranchien supérieur (Günz?) d'après l'altitude des basses terrasses villafranchiennes de l'ARDECHE (130-140 m) ou du RHONE (120 m);

- creusement probablement holocène des réseaux actifs situés à l'altitude actuelle de l'ARDECHE (grotte de l'ECLUSE, siphons SOLVAY, ...).

2 - Le réseau de FOUSSOUBIE.

2.1. Description.

Egalement reconnu depuis plus d'un siècle par de nombreux spéléologues, c'est le deuxième réseau du BAS-VIVARAIS calcaire par son développement. Les documents utilisés ici (voir figure 107) sont un ensemble de plans et de coupes au 1/3000, synthétisé par P. LEROUX (in S.E.R.A.H.V., 1973). Sur la vingtaine de kilomètres actuellement topographiée, 13315 m de galeries ont été retenus et divisés, pour réduire la taille des fichiers de données, en deux réseaux contigus, étagés sur une cinquantaine de mètres d'altitude (voir tableau XL):

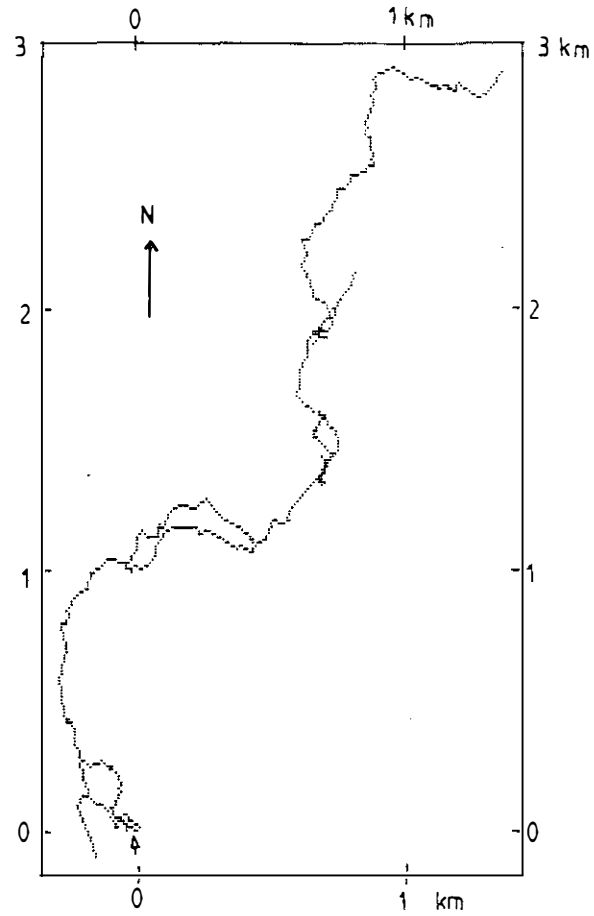
- un réseau supérieur de 7508 m de développement qui s'ouvre, à 197 m d'altitude, à la GOULE DE FOUSSOUBIE sur la commune de LABASTIDE-DE-VIRAC;

- un réseau inférieur de 5807 m de développement qui double puis prolonge le précédent et qui a été mesuré à partir de l'EVENT DE FOUSSOUBIE, principal exutoire actuel du réseau en rive droite de l'ARDECHE à 88 m d'altitude.

2.2. Analyse globale des réseaux.

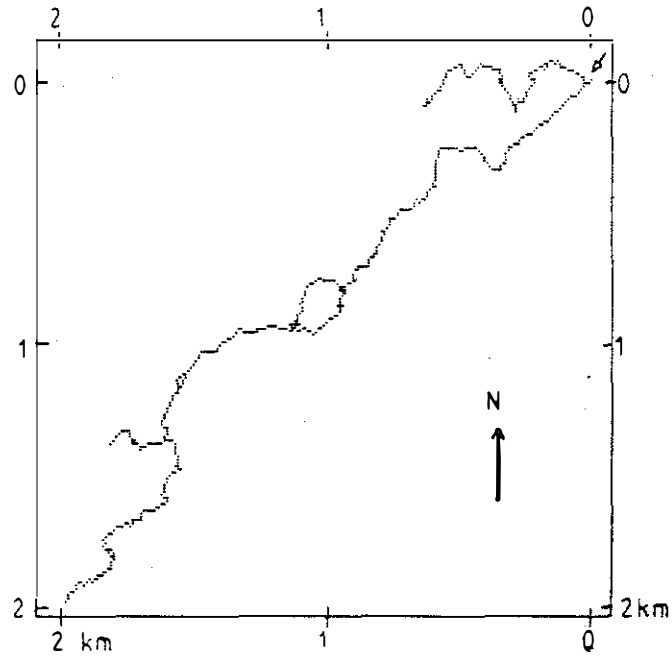
Pour cette première analyse, le réseau complet de FOUSSOUBIE a été reconstitué afin que la scission entre réseau inférieur et supérieur n'introduise pas de discontinuité artificielle. L'influence des deux phases compressives est identique avec des indices tectoniques respectifs de 11,7 et 11,6 %. L'ensemble du réseau s'oriente selon deux directions principales (voir figure 108):

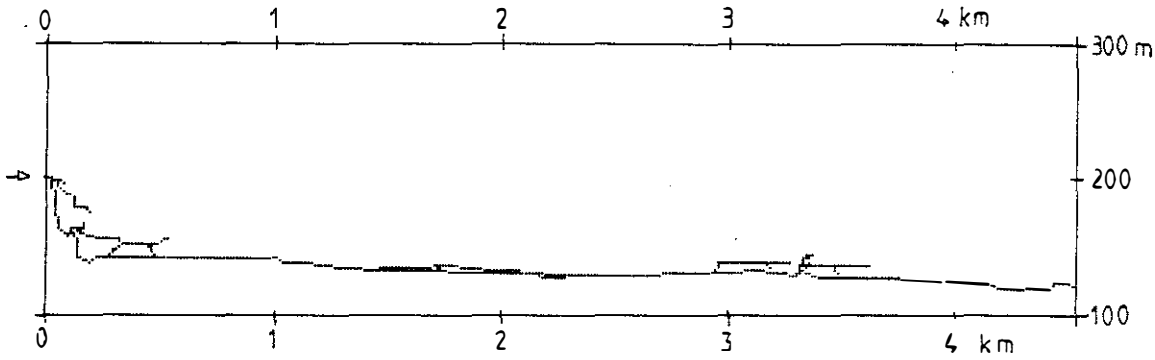
- N 40-60 qui est l'une des directions cévenoles, prépondérantes dans la zone structurale 2 à laquelle appartient le réseau:



a1. *FOUSSOUBIE supérieur.*

a2. *FOUSSOUBIE inférieur.*





b1. *FOUSSOUBIE supérieur (GOULE).*
b2. *FOUSSOUBIE inférieur (EVENT).*

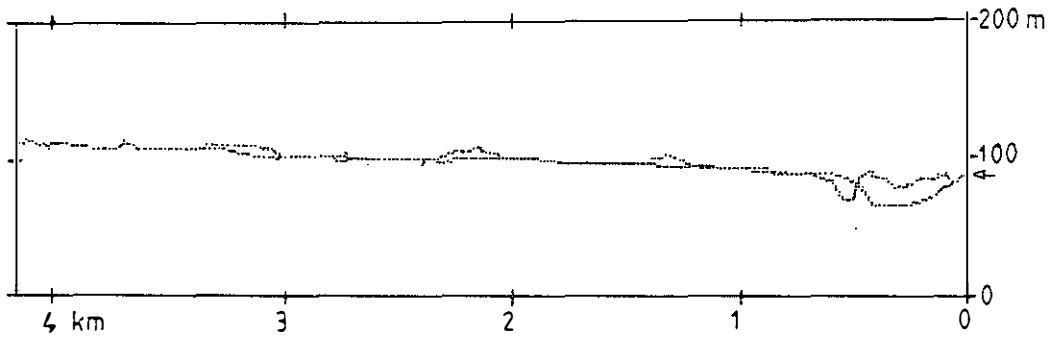


Figure 107. PLANS (a) ET COUPES (b) DES RESEAUX DE FOUSSOUBIE.

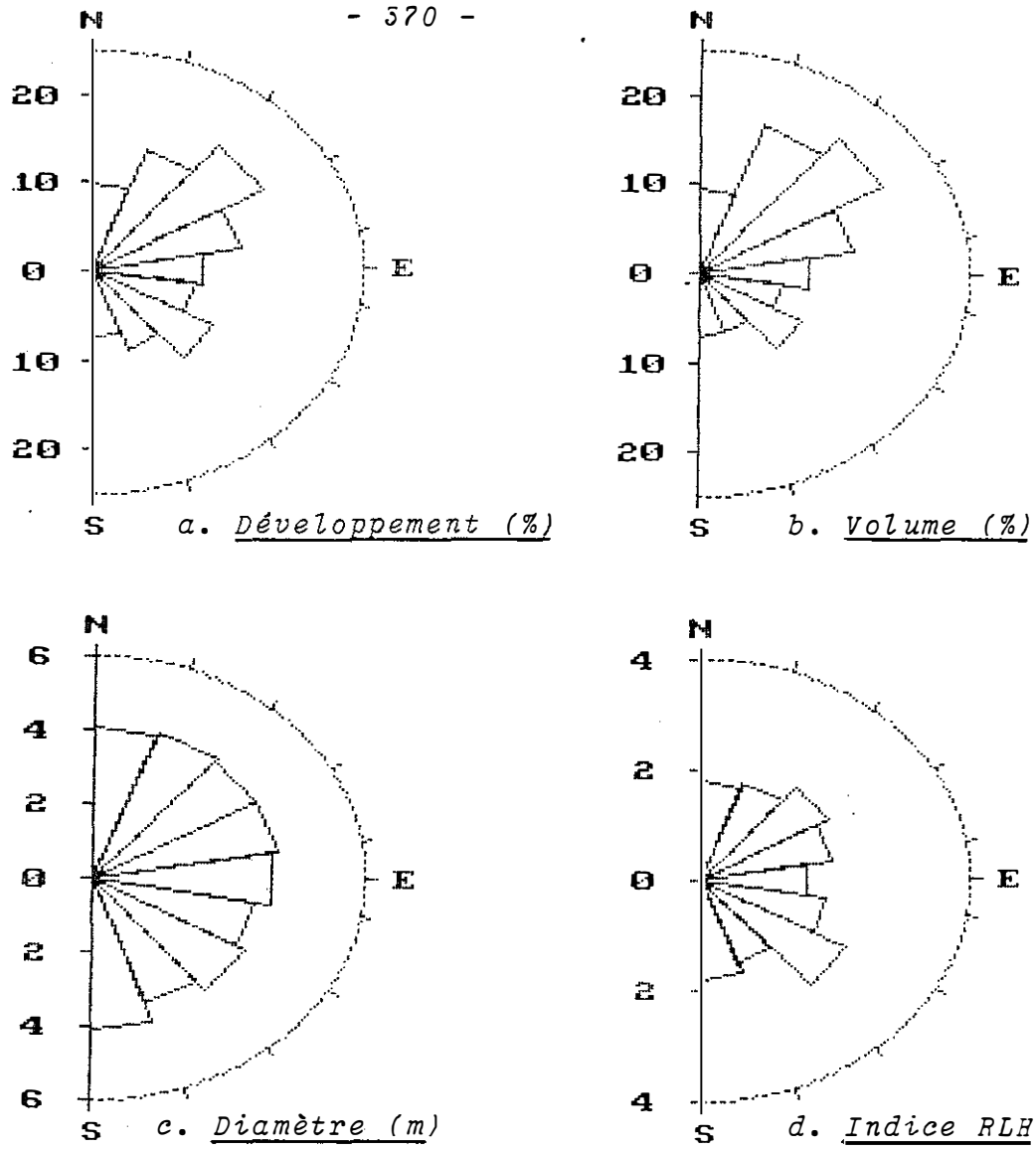


Figure 108. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DES RESEAUX DE FOUSSOUBIE.

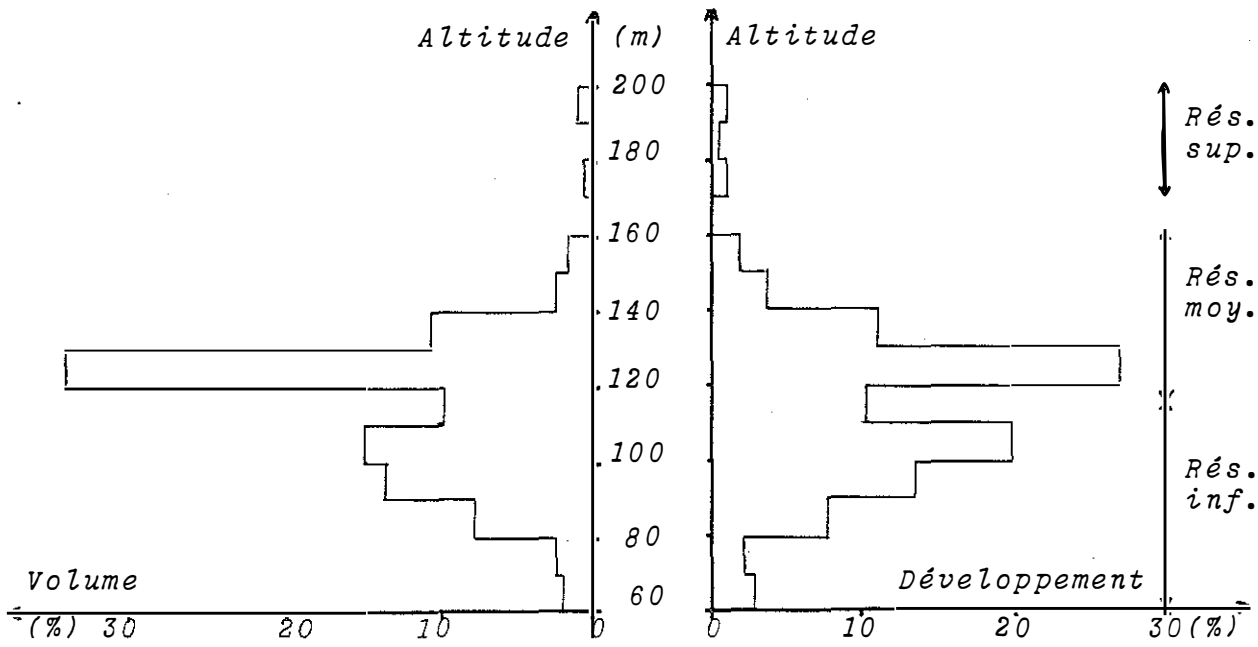


Figure 109. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE FOUSSOUBIE.

- N 120-140 qui correspond notamment à l'orientation de la contrainte principale lors de la distension oligo-miocène.

Du point de vue altitudinal, 80.2 % du développement total et 82.3 % du volume karstifié du réseau se regroupent de 90 à 140 m (voir figure 109). Le diamètre moyen des galeries est important (4.0 m) et leur indice RLH de 2.0 indiquerait un creusement en régime noyé sans retouche majeure: ce creusement est à rattacher à une époque plus humide que l'actuelle, qui ne peut plus assurer d'écoulement permanent en charge dans le réseau.

2.3. Distinction d'un réseau supérieur, moyen et inférieur.

2.3.1. Découpage altitudinal.

Un nouveau découpage altitudinal du réseau de FOUSSOUBIE a été effectué en tenant compte des galeries situées à plus de 170 m d'altitude d'une part et, d'autre part, de la scission observée entre 110 et 120 m sur les histogrammes fréquentiels de développement total et de volume karstifié: cette dernière discontinuité a été considérée comme représentative car elle correspond a 62 visées totalisant 1341 m de galeries.

Le réseau complet a donc été scindé en trois sous-réseaux (voir tableau XL):

- un réseau supérieur de 283 m de développement, entre 170 et 200 m d'altitude, soit au niveau de la terrasse villafranchienne du MEANDRE DE TARNIS (190-200 m), située 10 km en amont, de la surface d'érosion à gros galets (165-220 m) attribuée au Pliocène supérieur (voir en PREMIERE PARTIE) ou du réseau supérieur de SAINT-MARCEL (160-200 m), 20 km en aval;

- un réseau moyen de 5709 m (entre 115 et 160 m) à l'altitude de la terrasse rissienne du MOULIN-A-VENT (120-131 m), située 2 km en amont, et du réseau inférieur (villafranchien) de SAINT-MARCEL (100-160 m);

- un réseau inférieur de 7323 m (entre 80 et 115 m) à l'altitude des terrasses würmiennes de VALLON, à l'entrée des gorges (100-110 m).

Par analogie avec le réseau de SAINT-MARCEL, et en accord avec les témoins alluviaux cités, on attribuera respectivement le creusement de ces trois réseaux au Villafranchien inférieur, au Pléistocène moyen (Villafranchien supérieur/Riss) et au Würm.

2.3.2. Analyse des directions de galeries.

La direction majeure de karstification (N 40-60) est constante dans les trois réseaux (voir figure 110): elle correspond à l'orientation des accidents cévenols, dont le rejeu a essentiellement été "anté-alpin". Pour cette raison, R. GUERIN (1973) considère l'ensemble de ces réseaux comme anté-pliocène.

Cependant, on a vu en PREMIERE PARTIE que les principales directions de rejeu néotectonique appartiennent à la gamme N 30-60; ces rejeux en distension traduisent la poursuite de l'effondrement des grabens oligocènes de part et d'autre des gorges de l'ARDECHE: or la faille bordière orientale du bassin d'ALES, orientée à N 35, ne passe qu'à 2 km des réseaux de FOUSSOUBIE.

On peut donc envisager, du point de vue tectonique, un creusement oligo-miocène ou plio-quaternaire, suivant qu'on privilégie les rejeux anté-pliocènes ou néotectoniques des structures N 40-60. C'est cependant l'hypothèse de rejeux néotectoniques qui corrobore les résultats de l'analyse altitudinale.

De l'époque du creusement des réseaux supérieur et moyen à celle du réseau inférieur, le second maximum de direction des galeries (N 120-140) a disparu, ce qui témoigne pour le moins d'un état de contrainte différent: cette direction est sub-parallèle à l'orientation moyenne de l'ARDECHE à l'entrée de ses gorges (N 140) et pourrait traduire - en accord avec J.C. GRILLOT (1979) - un phénomène de décompression mécanique des terrains en bordure des gorges au Villafranchien.

2.3. Analyse des conditions paléoclimatiques.

2.3.1. Potentiels karstogénétiques des paléoclimats.

Comme pour le réseau de SAINT-MARCEL, on se trouve ici confronté à un volume de vides considérable (190.500 m³) et on peut se poser la question de la validité des datations avancées, notamment, pour les réseaux moyen et inférieur

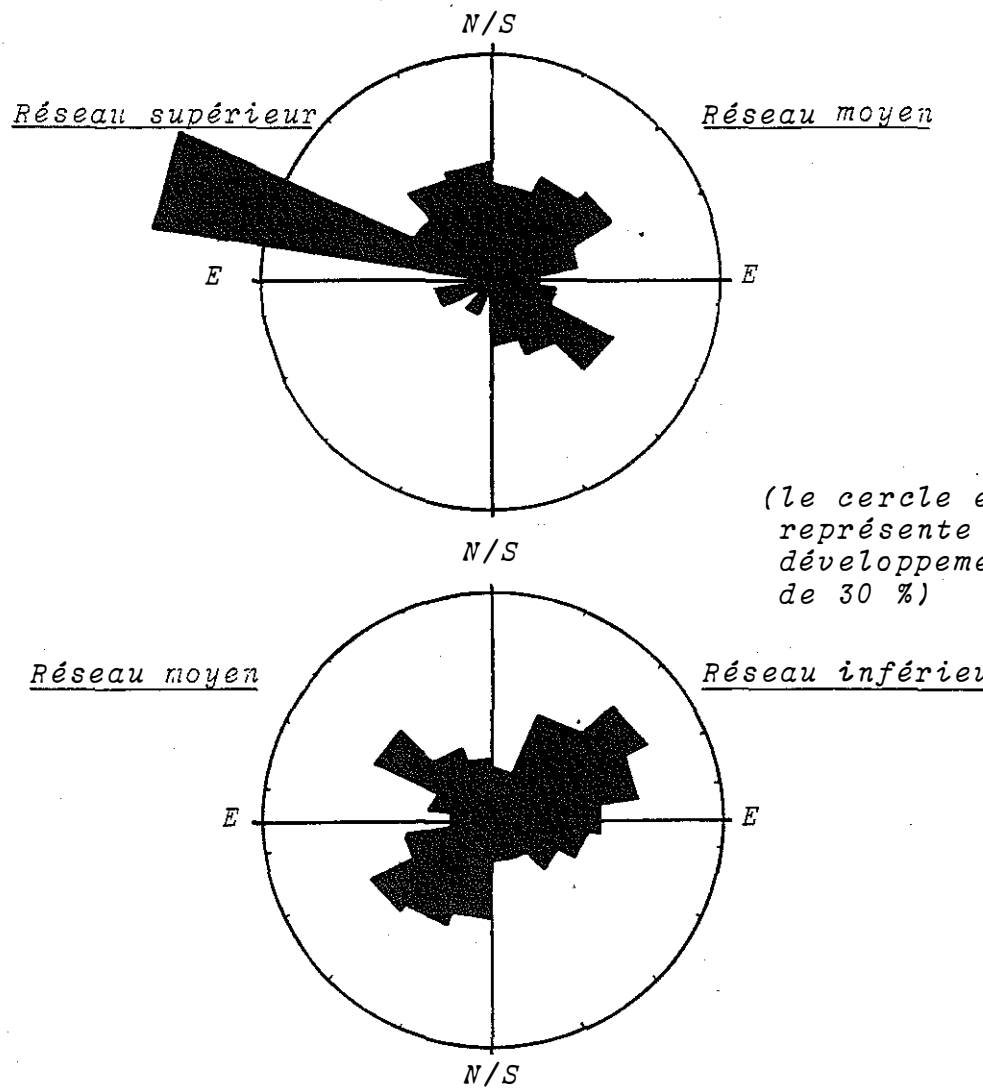
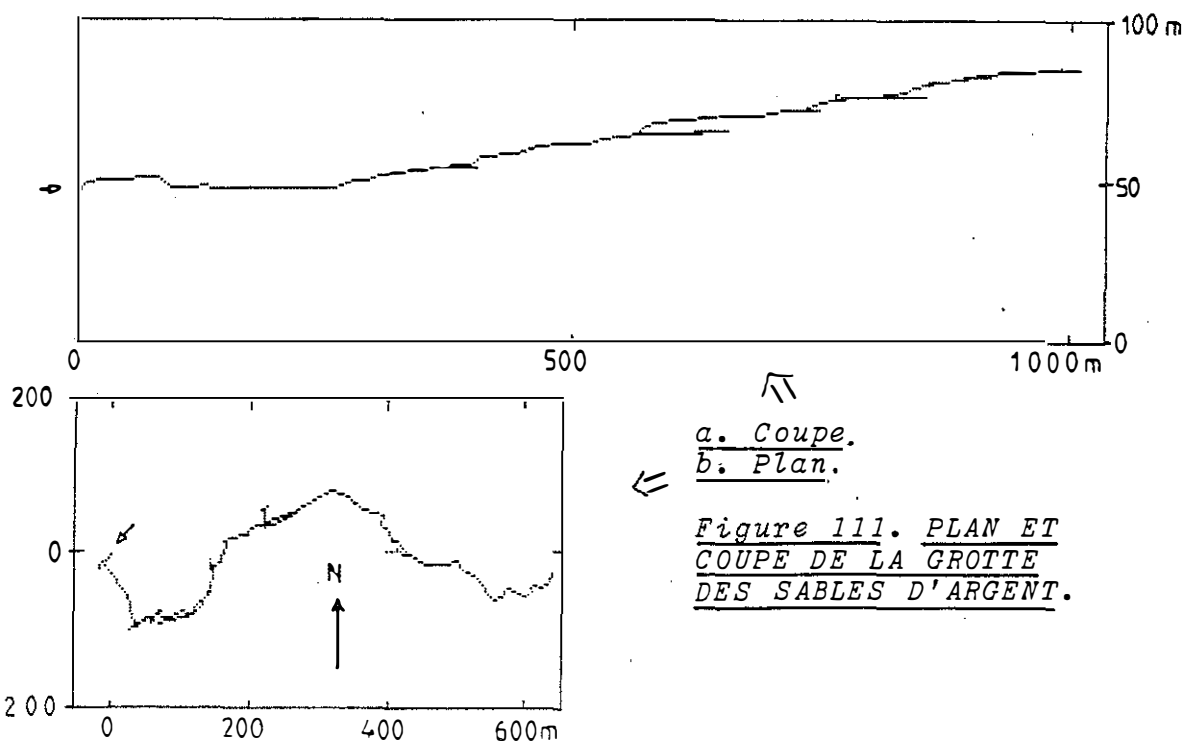


Figure 110. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX SUPERIEUR, MOYEN ET INFERIEUR DE FOUSSOUBIE.



a. Coupe.
b. Plan.

Figure 111. PLAN ET COUPE DE LA GROTTE DES SABLES D'ARGENT.

(ce dernier représentant 48 % du volume karstifié total) qui concernent une époque de calme tectonique et de potentiel karstogénétique perturbé par les manifestations glaciaires.

On sait que le climat était tempéré-froid et sec et que la dissolution maximale potentielle était faible (27 mm/1000 ans) au Villafranchien inférieur: comparable à l'actuelle, elle devait être peu efficiente sur le karst, ce qui expliquerait que le réseau supérieur soit si peu marqué.

En revanche la vitesse de dissolution était double (56 mm/1000 ans) au Villafranchien supérieur, doté d'un climat relativement chaud et humide mais aucun palier de creusement n'apparaît au-dessus de 140 m, au sommet du réseau moyen. Ceci est à corréler avec l'absence de témoins alluviaux à cette altitude à l'entrée des gorges, en vis-à-vis de la terrasse de TRIGNAN située dans la zone de confluence: il n'y aurait pas eu, en amont des gorges, de stabilisation du niveau de l'ARDECHE - donc du karst associé - au Villafranchien supérieur et seul le palier suivant (Riss) se serait marqué dans le karst.

D'après les données synthétisées sur la figure 31, seules la fin du Riss récent (Riss III) et du Würm ancien (Würm II), très froides et sèches, seraient susceptibles d'avoir bloqué les processus karstogénétiques: la dissolution maximale potentielle (DMP) du Pléistocène supérieur était par ailleurs voisine de 45 mm/1000 ans, ce qui représente près du double de la valeur actuelle calculée dans la vallée du RHONE. Le climat relativement tempéré, alternativement froid et chaud au gré des successions de stadiaires et d'interstadiaires (au nombre de 11, en ARDECHE, pour le seul Riss!) a donc pu être favorable à une karstification importante.

Si on ne tient pas compte des phases très froides ou sèches, la durée cumulée du Riss I et II (200.000 ans) représente le triple de celle du Würm I, III et IV (70.000 ans), d'où, à potentiel karstogénétique sensiblement constant, une capacité de dissolution plus importante au Riss. Cela expliquerait que la seule classe altitudinale 120-130 m du palier moyen englobe 26,7 % du développement total et surtout 33,9 % du volume karstifié de l'ensemble des réseaux. La forte représentativité de cette classe modale pourrait traduire l'effet d'une phase unique (et brève?) d'intense karstogénèse au cours du Riss.

2.3.2. Essai de quantification des débits necessaires.

La datation proposée pour les réseaux moyens et inférieurs de FOUSSOUBIE en fait des karsts relativement récents: bien que n'étant plus noyés sur la totalité de leurs parcours, il s'agit actuellement de réseaux semi-actifs qui entrent violemment en charge lors de précipitations importantes. On se propose ici d'estimer la pluviosité annuelle minimale nécessaire à une permanence de leur écoulement en charge et de comparer cette valeur aux données climatiques du Riss et du Würm. Les caractéristiques globales des réseaux et de leur bassin d'alimentation sont les suivantes:

- diamètre moyen des galeries de 4.0 m;
- vitesse minimale mesurée de 35 m/h pour le transit de l'eau en crue entre la GOULE et l'EVENT (voir expériences de traçages en DEUXIEME PARTIE);
- superficie approximative de 5 km² de la dépression de LABASTIDE-DE-VIRAC, drainée par les réseaux de FOUSSOUBIE.

Le débit de crue minimal peut ainsi être estimé à 440 m³/h à l'exutoire: cela correspondrait, en écoulement permanent, à des précipitations efficaces annuelles de 770 mm, soit à une pluviosité de l'ordre de 1500 mm sur la zone d'alimentation en tenant compte d'une reprise évapo-transpiratoire de 50 %.

Remarque: *si on ne considère que le réseau inférieur, d'un diamètre moyen de 3,3 m, le débit minimum de mise en charge est alors de 300 m³/h et la pluviosité nécessaire devient de l'ordre de 1050 mm.*

Ce calcul très simplifié montre cependant que les précipitations actuelles (800 mm sur le plateau) ne sont pas suffisantes pour assurer un écoulement permanent dans le réseau; de plus leur répartition est trop irrégulière tout au long de l'année avec un régime méditerranéen marqué: concentration d'averses souvent violentes au printemps et en automne, réduction des précipitations hivernales et net déficit estival.

Le climat du Riss (Riss III exclu) a été froid avec une pluviosité probalement semblable à l'actuelle (800 ± 100 mm) donc globalement insuffisante pour mettre le réseau en charge: on a déjà souligné que la netteté du palier 120-130 m laissait penser à un creusement rapide, en une seule phase, qui pourrait être attribué à l'un des 11 inter-stadiaires du "complexe rissien". Pour

le réseau inférieur on peut invoquer le Würm I pendant lequel des conditions tempérées humides ont dû provoquer une pluviosité de 1100 ± 200 mm: cette datation est en accord avec l'altitude élevée du principal niveau inférieur (100-110 m) qui serait ainsi attribué au Würm ancien.

2.4. Chronologie du creusement des réseaux.

Il a été vu en PREMIERE PARTIE que l'entrée et les divers exutoires du réseau de FOUSSOUBIE se sont développés en liaison avec une surface topographique sub-actuelle, postérieurement aux grands aplanissements oligo-miocènes; d'autre part l'ARDECHE, qui a manifestement joué un rôle de niveau de base pour ces réseaux, ne s'est installée sur le plateau urgonien qu'au Miocène supérieur. Enfin l'écoulement aérien des ruisseaux de FOUSSOUBIE et du RIEUSSEC aurait été court-circuité pendant ou après le Villafranchien par les circulations souterraines du réseau de FOUSSOUBIE. Malgré les données directionnelles qui tendraient à donner un âge oligo-miocène, on est donc manifestement ici en présence de réseaux plio-quaternaires dont le creusement semble s'être effectué en quatre étapes selon le scénario suivant:

- la première étape daterait du Villafranchien inférieur, époque de stagnation du niveau de base et d'établissement d'un palier à l'entrée des gorges de l'ARDECHE: le climat ayant été peu efficace, les réseaux karstiques contemporains sont peu développés.

- la seconde étape aurait débuté au Villafranchien supérieur, à l'occasion d'une période de karstogénèse importante liée à un climat sub-méditerranéen plus humide: l'absence de terrasses contemporaines indique (s'il s'agit d'une lacune de sédimentation) une instabilité du niveau de base fluviatile et une poursuite du creusement du canyon amont. De ce fait les 700 m de réseaux probablement creusés en relation avec l'ARDECHE à cette époque, entre 140 et 160 m d'altitude, n'ont pas pu s'organiser en palier. L'enfoncement du canyon se serait poursuivi sans interruption majeure jusqu'au Riss où un interstadiaire plus humide aurait permis le creusement du palier moyen lors d'un rejeu néotectonique de certains des accidents cévenols qui guident le réseau et d'une phase de décompression des versants des gorges.

- la troisième étape serait intervenue au Würm ancien (Würm I) à l'occasion d'un épisode climatique plus karstogénétique contemporain d'une

nouvelle période de ralentissement de l'enfoncement de la rivière: un réseau inférieur se serait alors également creusé en régime noyé, mais avec un diamètre plus faible car les galeries supérieures pouvaient encore évacuer une partie des eaux; les réseaux susjacents ont alors pu être recreusés en régime vadose, ce qui aurait amené une augmentation de leur indice RLH.

- une dernière étape serait représentée par la source de fond située dans le lit de l'ARDECHE: il s'agirait d'un réajustement de la karstification souterraine à l'enfoncement du niveau de base au cours de l'Holocène.

Les réseaux se seraient conservés en l'état jusqu'à l'Actuel du fait de leur fort pouvoir évacuateur en période de crue où le débit peut atteindre plusieurs m^3/s à l'EVENT (J.P. BOISSIN, 1975).

3 - La grotte des SABLES D'ARGENT.

3.1. Description.

Pour les spéléologues locaux, il s'agit de la grotte de la BOUSACE dont l'entrée se situe à 47 m d'altitude en rive gauche de l'ARDECHE, au débouché des gorges. Ses 70 premiers mètres n'ont pas pu être pris en compte dans cette étude car les coupes manquaient: sur les 1420 m de développement total cartographié, 1350 m ont donc été retenus (voir figure 111).

Son réseau, périodiquement noyé, a fait l'objet d'un prélèvement (SDA) en DEUXIEME PARTIE.

3.2. Analyse du réseau.

Le développement maximal s'observe dans les directions N 60-80 et N 100-120 (voir figure 112). La première direction est nettement dominante en ce qui concerne les volumes cumulés (25,9 %) du fait d'un diamètre légèrement supérieur (2,9 m contre 2,4 m). Le diamètre moyen global est de 2,3 m et l'indice RLH moyen vaut 1,4, traduisant un creusement en conduite forcée de section quasiment circulaire et sans retouche ultérieure.

La faible dénivelée de cette grotte (41 m) et l'absence de puits verticaux autorisent cependant la distinction d'un palier de creusement (voir figure 113):

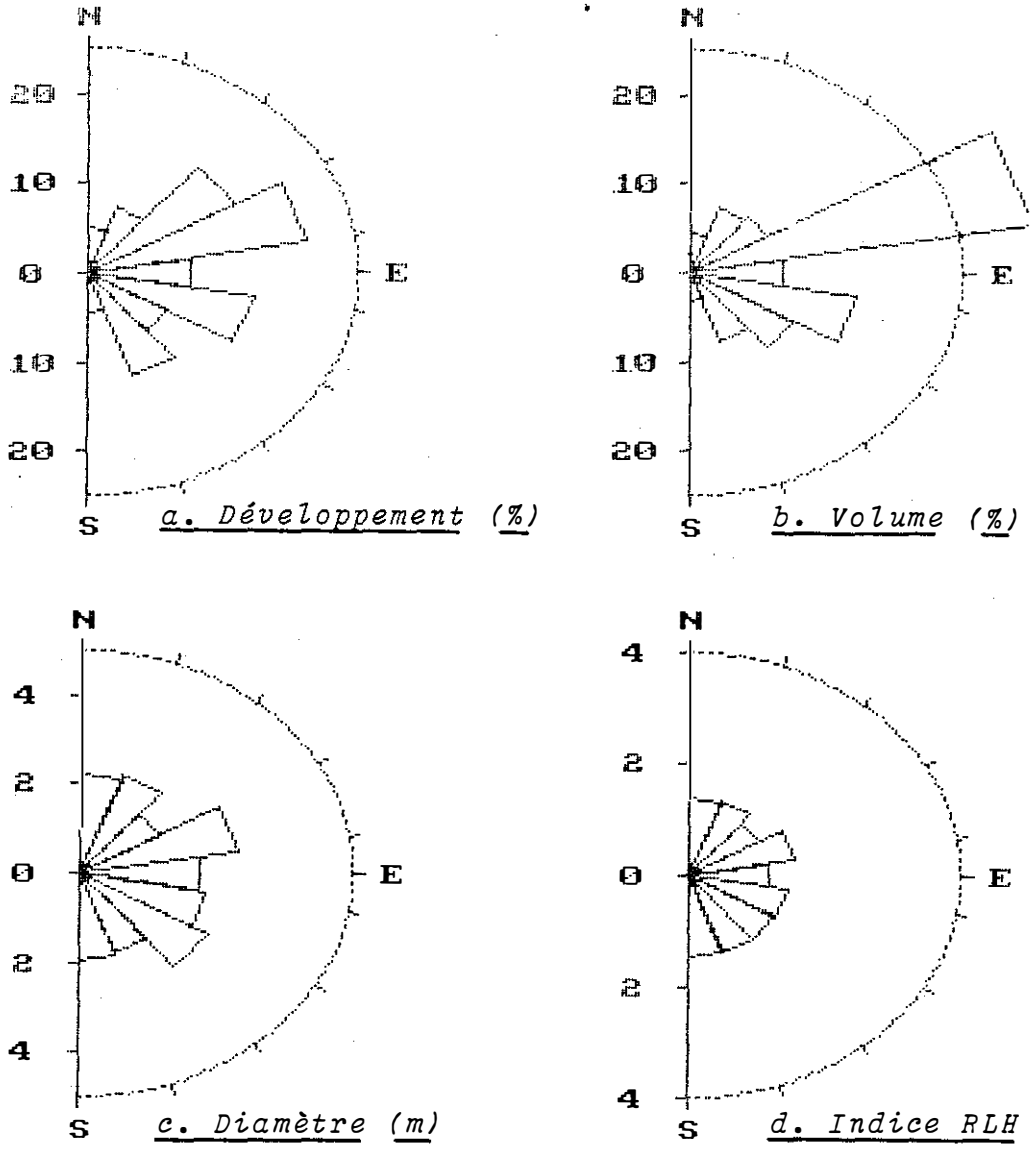


Figure 112. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DES SABLES D'ARGENT.

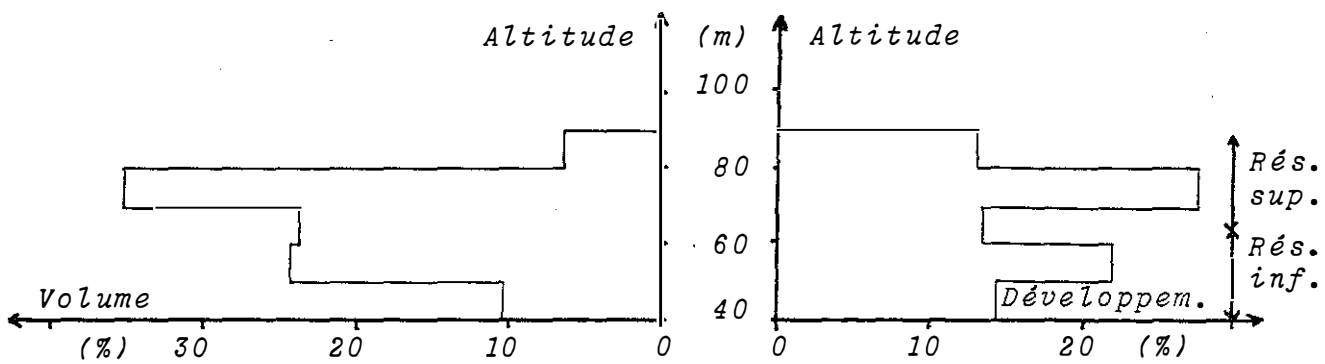


Figure 113. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DES SABLES D'ARGENT.

la galerie principale débute par un conduit sub-horizontal de 270 m de longueur, compris entre 47 et 53 m d'altitude, qui correspondrait au palier würmien de SAINT-MARTIN (50-60 m). Le réseau se poursuit, de 49 à 87 m, par un boyau ascendant d'environ 1080 m dont la suite n'est pas connue mais qui atteint l'altitude du témoin rissien de la grotte du RANC POINTU (90-100 m), située à proximité dans les gorges de l'ARDECHE.

La figure 114 montre que l'orientation principale des galeries est différente dans les deux réseaux, les directions cévenoles N 40-80 étant prépondérantes dans le réseau supérieur: de même l'indice tectonique alpin augmente, au détriment de l'indice pyrénéen, pour atteindre à lui seul 23,3 % dans le réseau inférieur (voir tableau XL): du point de vue directionnel, il pourrait s'agir d'un regain d'influence des accidents alpins dans le creusement du réseau inférieur.

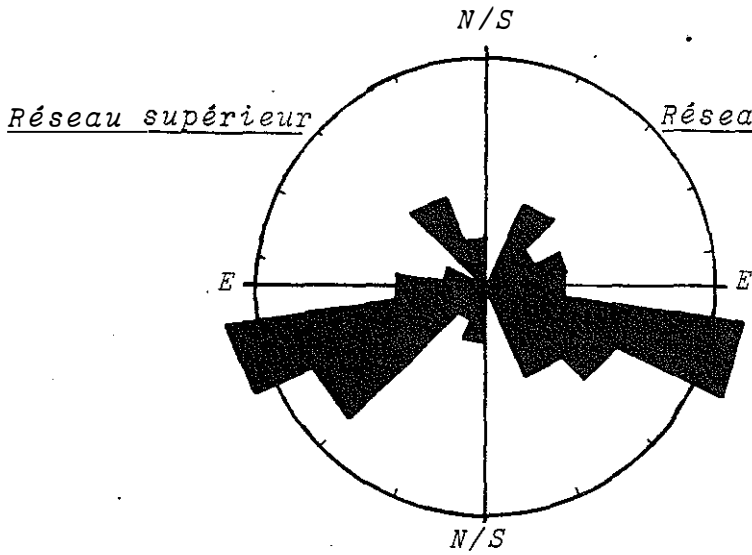
3.3. Conclusion et datation.

De par sa situation en pied de falaise et en bordure de l'ARDECHE, la grotte des SABLES D'ARGENT a probablement été l'exutoire, creusé en conduite forcée, d'un réseau supérieur encore inconnu: son altitude, supérieure ou égale à celle de la terrasse rissienne (90-100 m), témoignerait d'un creusement rissien et/ou antérieur. Le réseau inférieur (40-60 m) matérialise le palier würmien (50-60 m) de la zone de confluence. La grotte des SABLES D'ARGENT apparaît donc comme l'exutoire, creusé ou recreusé au Würm, d'un karst antérieur et encore épisodiquement actif: elle sera considérée comme un réseau würmien.

4 - Le réseau du GOUL DE LA TANNERIE.

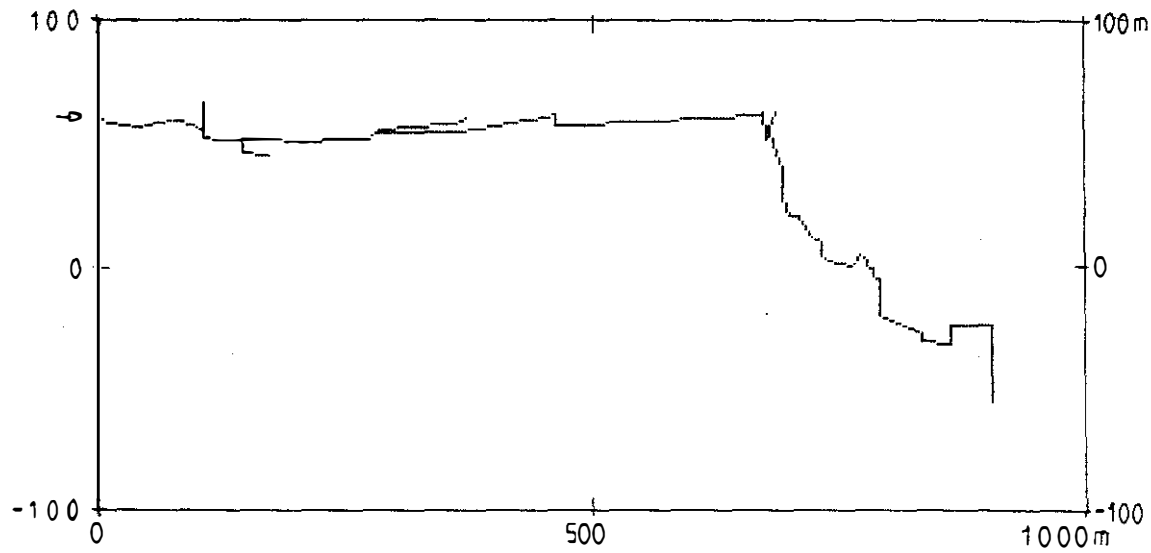
4.1. Description.

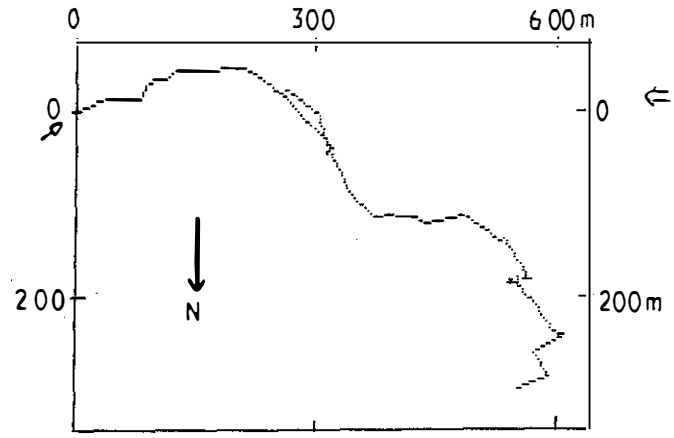
Il s'agit d'un réseau entièrement noyé, développé en amont de l'une des trois sources de TOURNE à BOURG-SAINT-ANDEOL (altitude 62 m: voir prélèvements GTA et GPO). La topographie en a été réalisée par B. LEGER, spéléonaute, de 1982 à 1985 (voir figure 115): deux sondages de reconnaissance, qui ont traversé la galerie principale et l'un de ses diverticules sous 90 et 150 m de terrains, ont permis d'en confirmer l'exactitude.



(le cercle extérieur représente un développement de 30 %)

Figure 114. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX SUPERIEUR ET INFERIEUR DES SABLES D'ARGENT.





a. Coupe.
b. Plan.

Figure 115. PLAN ET COUPE DU GOUL DE LA TANNERIE.

Le développement actuellement reconnu et topographié est de 1197 m mais la progression des spéléonautes se heurte, au-delà de -125 m de profondeur par rapport à l'entrée, à la nécessité d'utiliser un mélange spécial de gaz et d'effectuer des paliers de décompression de longue durée. Les dimensions de la galerie principale étant quasiment constantes jusqu'à cette profondeur, P. GOMBERT (1986.c) suppose qu'il peut s'agir là de la partie terminale d'un vaste réseau collecteur qui draînerait les eaux souterraines du plateau de SAINT-REMEZE vers le RHONE: la liaison, prouvée par coloration, entre le ruisseau souterrain de la grotte de la PASCALOUNE et chacune des sources de TOURNE (distantes de 7,5 km) est un argument en faveur de cette hypothèse.

Lors des explorations en plongée, les spéléonautes décrivent ce réseau comme une conduite forcée creusée à la faveur d'une diaclase visible par endroits au plafond: aucun dépôt n'y est mentionné, mis à part une lentille argileuse très localisée, de dimensions et d'épaisseur métriques, au plancher de la galerie principale (voir aussi la remarque en fin de chapitre).

4.2. Analyse du réseau et datation proposée.

Le réseau est orienté selon les directions N 80-100 et N 120-140 (voir figure 116): le diamètre des galeries (2,7 m en moyenne) ne présentant pas de grandes variations, la répartition des volumes est semblable à celle des longueurs et confirme la prédominance de la direction Est-Ouest. L'indice tectonique alpin (25,6 %) est largement dominant sur l'indice pyrénéen (2,0 %) et confirme l'influence majeure de la phase alpine sur l'orientation des galeries. La principale direction de karstification est celle des accidents à rejeu essentiellement alpin et la seconde correspond à l'allongement maximum de la distension oligo-miocène:on peut proposer, en première hypothèse, un creusement oligo-miocène du réseau avec reprise au Plio-Quaternaire.

Du point de vue altitudinal 74,3 % du développement total et 85,7 % du volume karstifié appartiennent à la gamme 40-60 m, essentiellement représentée par les 900 premiers mètres de galeries (voir figure 117): ils témoignent d'une période de stabilisation du niveau de base à l'altitude des terrasses würmiennes du bassin de PIERRELATTE (40-80 m).

On a vu en PREMIERE PARTIE que ce réseau pouvait être schématisé en une longue galerie principale sub-horizontale, suivie par 300 m de puits verticaux

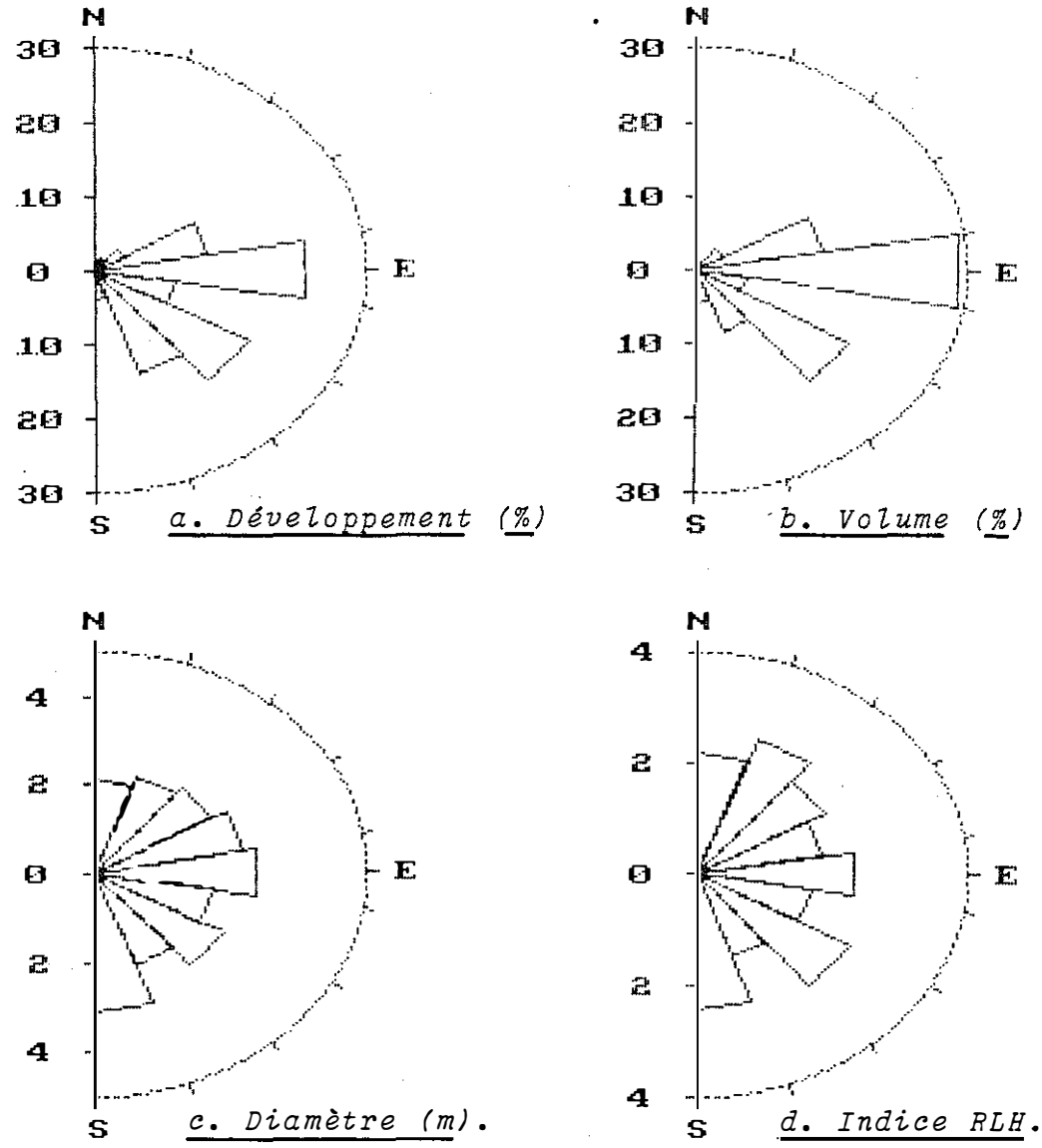


Figure 116. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DU GOUL DE LA TANNERIE.

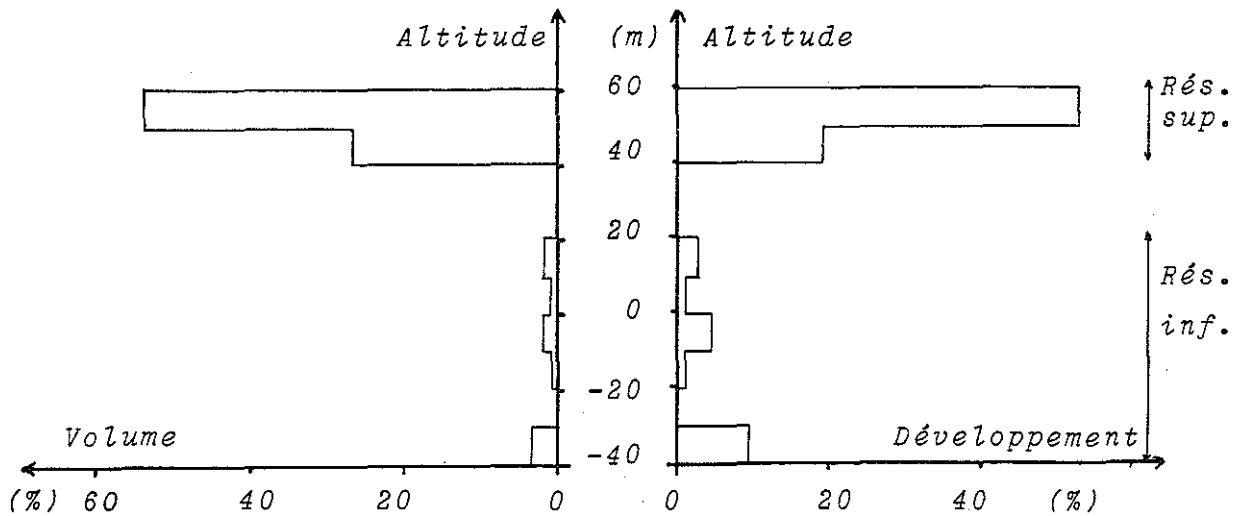


Figure 117. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DU GOUL DE LA TANNERIE.

entrecoupés de paliers: l'exploration en profondeur, qui se heurte actuellement à des problèmes techniques, s'arrête au sommet d'un puits de 5,3 m de diamétre qui se poursuit au-delà de - 63 m NGF! Une telle altitude n'a pu être atteinte par le niveau de base karstique qu'au cours de la régression messinienne qui aurait creusé le bed-rock du "fleuve rhodanien prépliocène" jusqu'à la cote -236 m NGF.

Ainsi deux phases de creusement, attribuables au Messinien puis au Würm, se marqueraient dans cette topographie. L'absence de traces de recreusement vadose indiquerait que le réseau exploré est bien postérieur à la régression messinienne - qui aurait dû le dénoyer - et son altitude moyenne le rend contemporain des terrasses würmiennes. Bien que près de 6 MA séparent ces deux époques, il n'apparaît pas ici d'autre phase de creusement: les "paliers" centrés sur - 45 m et - 5 m pourraient correspondre à des niveaux de base fluviatiles apparus lors du remplissage plio-villafranchien du bassin de PIERRELATTE, mais leur âge est inconnu.

L'existence d'une jonction entre le ruisseau souterrain de la grotte de la PASCALOUNE et les sources de TOURNE (dont fait partie le GOUL DE LA TANNERIE) prouve qu'on est actuellement en présence d'un axe de drainage majeur du plateau de SAINT-REMEZE en direction de la vallée du RHONE: cet axe aurait pu s'individualiser au cours de la phase régressive messinienne, en relation avec un niveau de base très déprimé. Le réseau exploré, de par sa topographie et ses dimensions, ne serait qu'une galerie remontante, témoin d'un stade de "rééquilibrage" du karst vis-à-vis d'un haut niveau de base: il resterait donc à découvrir la partie profonde correspondant au véritable paléo-réseau karstique qui aurait drainé le plateau au Messinien. L'âge de la jonction PASCALOUNE-TOURNE serait à replacer dans ce contexte: est-on en présence d'une relique de ce vaste paléo-karst ou simplement d'une réutilisation du réseau inférieur de PASCALOUNE (daté, voir plus loin, du Villafranchien supérieur) suivie d'une jonction tardive avec le GOUL DE LA TANNERIE? Cette dernière hypothèse semblerait plus probable du fait des dimensions réduites du réseau actif de PASCALOUNE (méandre difficilement pénétrable).

Remarque: *B. LEGER a noté, au cours d'une de ses plongées, la présence de rares concrétions calcitiques légèrement concaves développées sur quelques décimètres au plancher de la galerie principale. Elles pourraient témoigner de dénoyages temporaires de tout ou partie du réseau supérieur au cours d'une période particulièrement sèche de l'Holocène, mais ne semblent pas devoir être*

imputables à une phase d'assèchement généralisé du karst: en effet la galerie principale, constamment en charge, se dénoie de nos jours sur une cinquantaine de mètres au cours des années d'étiage sévère et prolongé.

5 - La grotte de la PASCALOUNE.

5.1. Description.

Cette grotte, qui s'ouvre à 270 m d'altitude, domine le ruisseau de RIMOUREN d'une dizaine de mètres dans la zone centrale de ses gorges. Longue de 803 m, dont 65 m de puits verticaux (voir figure 118), elle donne accès à un ruisseau souterrain qui disparaît dans un méandre difficilement pénétrable. L'échantillon d'eau PAS, analysé en DEUXIEME PARTIE, représente la percolation des eaux infiltées sur le plateau à la base des grands puits.

5.2. Analyse du réseau.

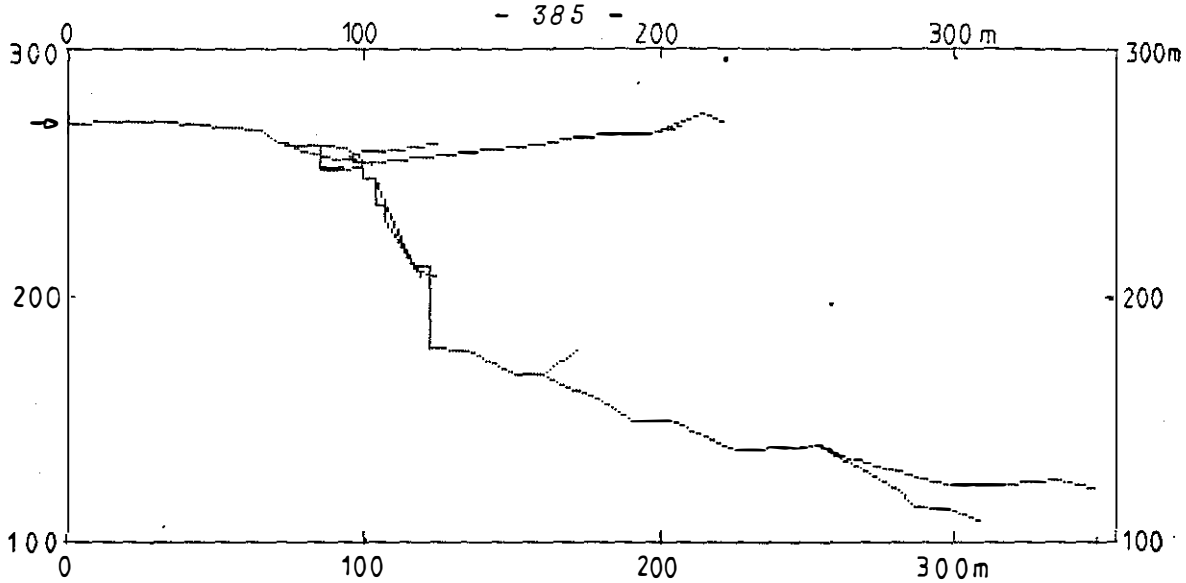
Les 165 m de dénivelée de cette grotte autorisent un découpage altitudinal en quatre zones qui sont, à partir de l'entrée (voit figure 119 et tableau XL):

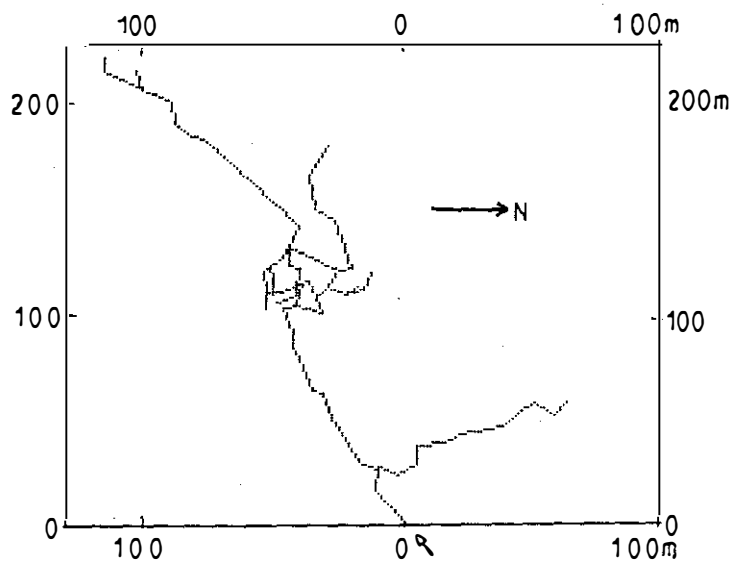
- un réseau supérieur de 260 m de développement, compris entre 250 et 280 m d'altitude, soit au niveau de la surface inférieure d'aplanissement (240-320 m);

- un réseau "moyen-haut" de 86 m (entre 210 et 250 m), calé entre la surface inférieure et les plus hautes terrasses villafranchiennes (190-200 m), à l'altitude du palier alluvial de l'entrée des gorges (240 m) daté du Pliocène moyen; en coupe, ce palier ne présente cependant pas de développement sub-horizontal marqué;

- un réseau "moyen-bas" de 91 m (entre 155 et 180 m) à l'altitude des hautes terrasses villafranchiennes (160-200 m) et des réseaux supérieurs de SAINT-MARCEL (160-200 m) et de FOUSSOUBIE (170-200 m);

- un réseau inférieur de 231 m (entre 110 et 155 m) à l'altitude des basses terrasses villafranchiennes (120-140 m), du réseau inférieur de SAINT-MARCEL (100-160 m) et du réseau moyen de FOUSSOUBIE (115-160 m).





⇑ *a. Coupe.*

⇐ *b. Plan.*

Figure 118. PLAN ET COUPE DE LA GROTTE DE LA PASCALOUNE.

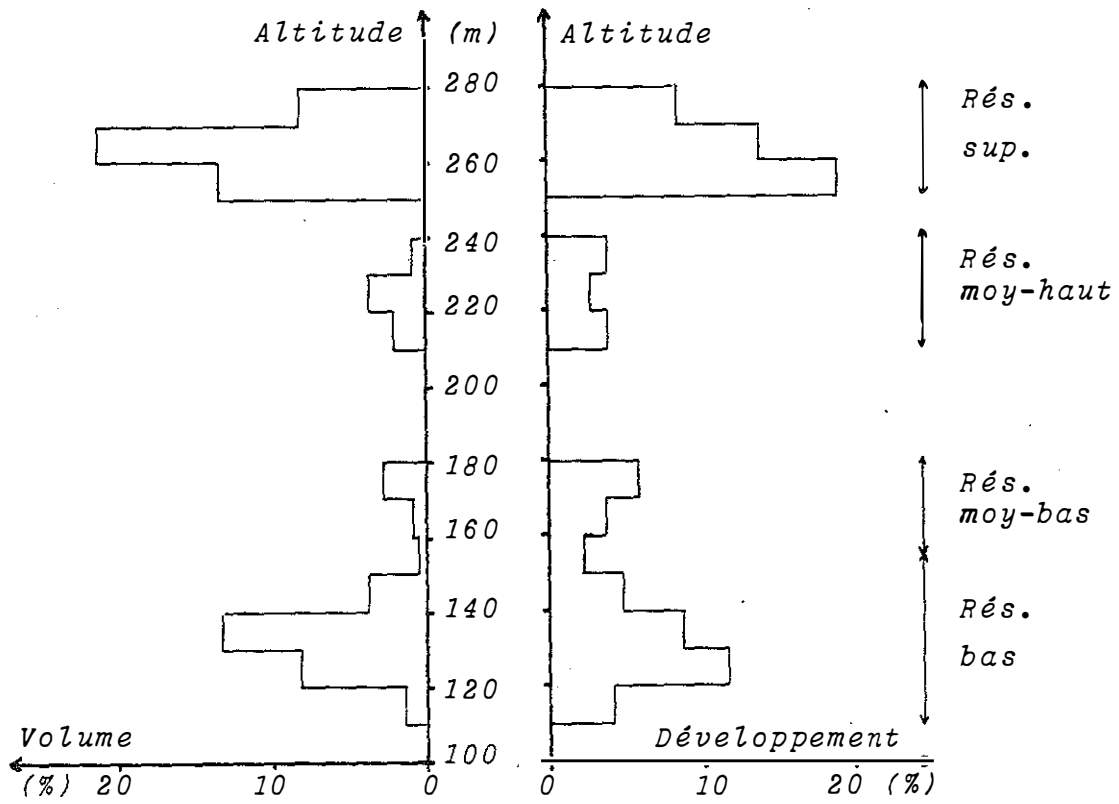


Figure 119. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE PASCALOUNE.

Les directions cévenoles N 60-80 et N 20-40 sont dominantes sur l'histogramme des fréquences de longueurs (voir figure 120). Le diamètre moyen du réseau est de 3,4 m mais cette dernière direction prime, du fait d'un diamètre supérieur de 30 %, lorsqu'on s'intéresse au volume karstifié. L'indice RLH est assez constant et généralement inférieur à 2, sauf dans les directions N 120-180, peu représentées. L'indice tectonique alpin est dominant (16,4 %) par rapport à l'indice pyrénéen (1,4 %) et montrerait l'influence majeure de la phase alpine, surtout à l'époque du creusement des paliers moyens (voir tableau XL).

Les paliers moyens ayant été groupés pour une meilleure représentativité (voir figure 121), la prise en compte conjointe de l'orientation et de l'altitude montre globalement, en raisonnant sur les longueurs de galeries, que:

- la direction N 20-40 est dominante dans le réseau supérieur alors qu'elle est peu représentée dans les autres réseaux: les indices tectoniques sont cependant peu représentatifs pour ce palier;

- les directions N 60-80 et N 80-100sont nettement dominantes dans les réseaux moyens: les indices tectoniques alpins sont maxima (alors que les indices pyrénéens sont faibles à nuls), ce qui indiquerait que ces réseaux se sont creusés en relation étroite avec des accidents à rejeu alpin;

- la direction N 60-80 reste dominante dans le réseau inférieur et l'indice tectonique alpin est peu significatif (8,8 %).

La première direction est celle des grands effondrements oligo-miocènes, tandis que la seconde correspond à l'axe de la contrainte compressive alpine: l'indice pyrénéen très faible n'indiquerait aucune influence de la phase pyrénéenne, cependant que le réseau supérieur pourrait être oligo-miocène, les réseaux moyens contemporains ou immédiatement postérieurs à la phase alpine et le réseau inférieur "post-alpin".

5.3. Conclusion et datation.

La grotte de la PASCALOUNE témoigne finalement de six niveaux étagés de karstification:

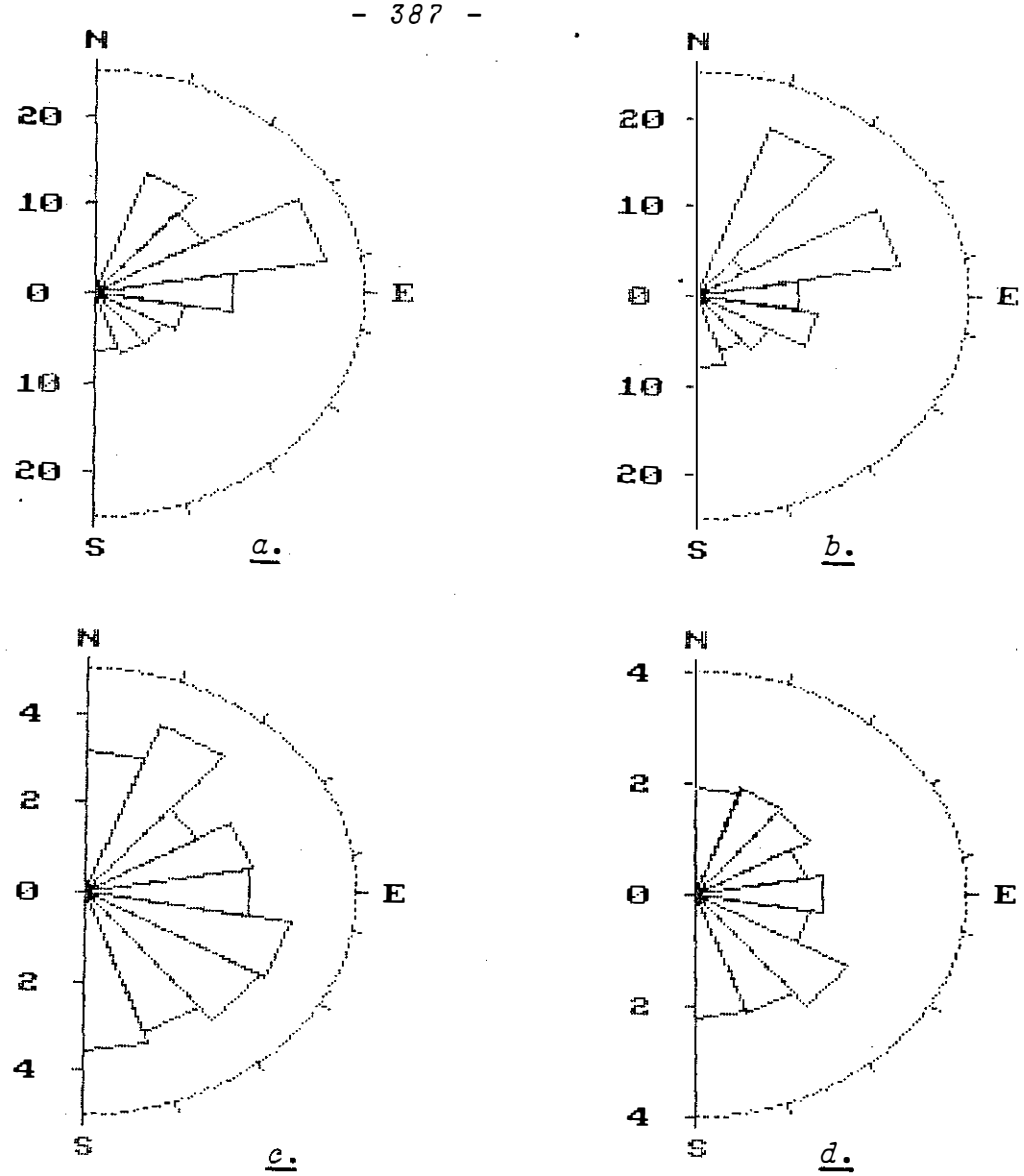
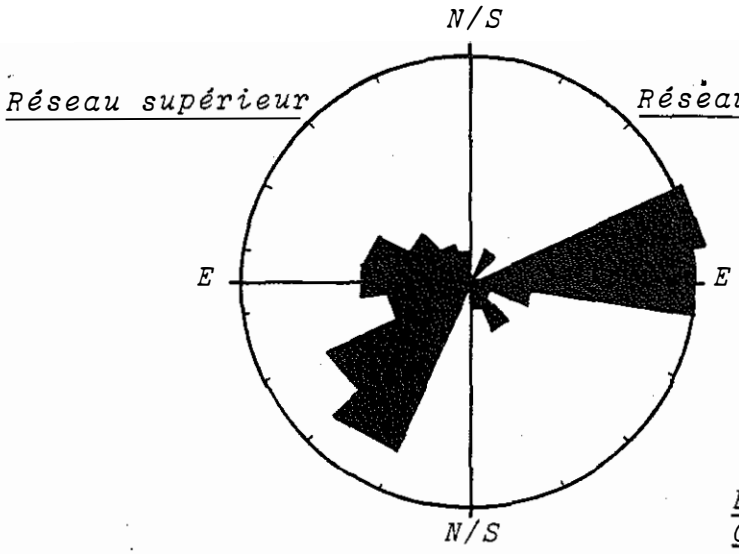


Figure 120. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DE PASCALOUNE.

a. *Développement (%)*
b. *Volume (%)*
c. *Diamètre (m)*
d. *Indice RLH.*

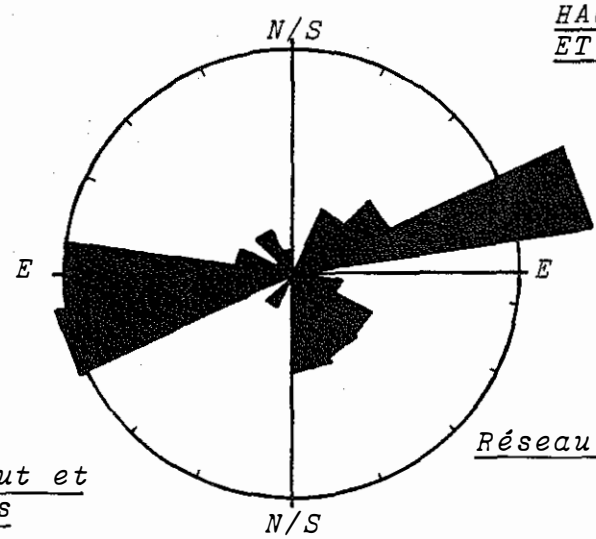


Réseau supérieur

Réseaux moyen-haut & moyen-bas

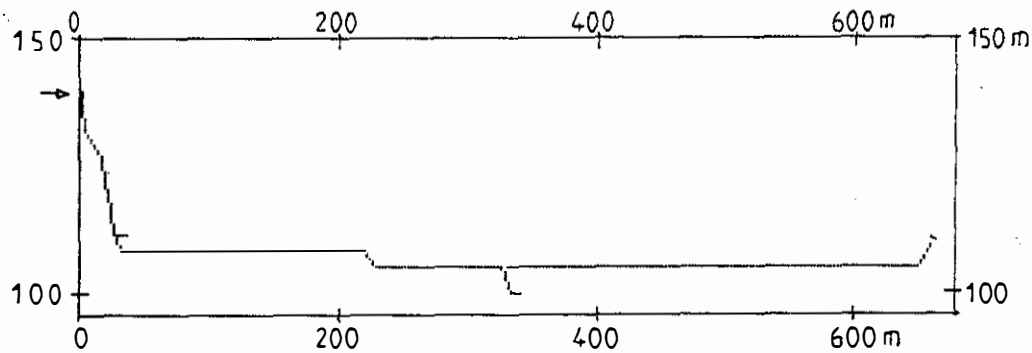
(le cercle extérieur représente un développement de 30 %)

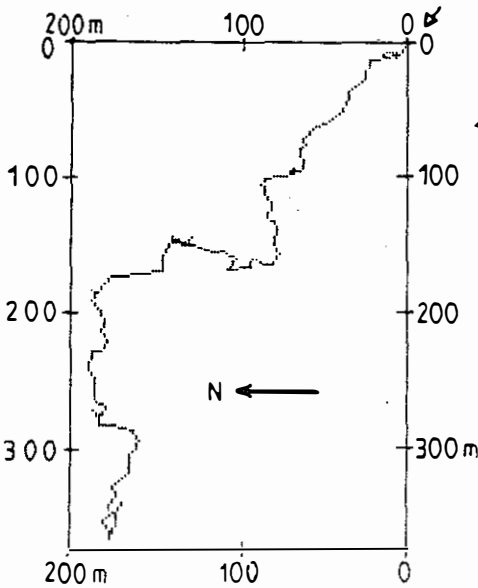
Figure 121. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX MOYEN-HAUT, MOYEN-BAS, SUPERIEUR ET INFERIEUR DE PASCALOUNE.



Réseaux moyen-haut et moyen-bas

Réseau inférieur





a. Coupe.

b. Plan.

Figure 122. PLAN ET COUPE DU RESEAU "-33".

- un réseau supérieur fossile (de 250 à 280 m d'altitude), dont le niveau de base aurait été celui de la surface inférieure d'aplanissement dont il serait ainsi contemporain (Tortonien); son orientation dominante traduirait une karstification postérieure aux rejeux en ouverture de certains accidents cévenols, survenus lors du paroxysme distensif oligocène;

- un réseau "moyen-haut" (?) creusé lors du paroxysme alpin messinien ou en relation avec un niveau de base du Pliocène inférieur (?) à moyen: bien qu'individualisé sur la figure 119, il semblerait que ce palier résulte d'un artéfact lié à l'absence de galeries sub-horizontales de part et d'autre;

- une zone de transition de 60 m de hauteur moyenne, essentiellement constituée de puits verticaux de grand diamètre (5,0 m) et qui serait, avec le palier précédent, contemporaine de la régression messinienne;

- un réseau "moyen-bas" et un réseau inférieur, tous deux fortement dominés par la direction N 60-80, respectivement datés de la base du Villafranchien inférieur (Donau?) et du Villafranchien supérieur (Günz?); la fossilisation des galeries inférieures, dernier stade d'enfoncement du réseau, pourrait être synchrone - voire résulter - de l'arrêt de fonctionnement du ruisseau de RIMOUREN, attribué au Villafranchien (voir PREMIERE PARTIE);

- une réutilisation sub-actuelle du réseau inférieur parcouru, à sa base, par un ruisseau souterrain dont 80 % du débit rejoint les sources de TOURNE après 7,5 km de parcours et 50 m de dénivellation: on a vu précédemment que le creusement de l'exutoire et du réseau amont de l'une de ces sources était attribué au Würm et on peut penser que cette jonction en serait contemporaine.

6 - La perte "-33" du ruisseau de RIMOUREN.

6.1. Description.

Encore active en période de crue du ruisseau, cette perte, également appelée grotte du BARRI TROUE, s'ouvre au pied de la falaise du même nom vers 140 m d'altitude. Il s'agit d'une galerie monotone de 711 m de longueur, creusée en conduite forcée (voir figure 122) et débouchant sur une petite arrivée d'eau échantillonnée lors de la coloration du ruisseau d'IMBOURS. Ce réseau doit

pouvoir fonctionner en perte de par sa faible altitude relative (1 m) au-dessus du thalweg actuel, ou en résurgence grace à sa situation en pied de massif.

6.2. Analyse du réseau.

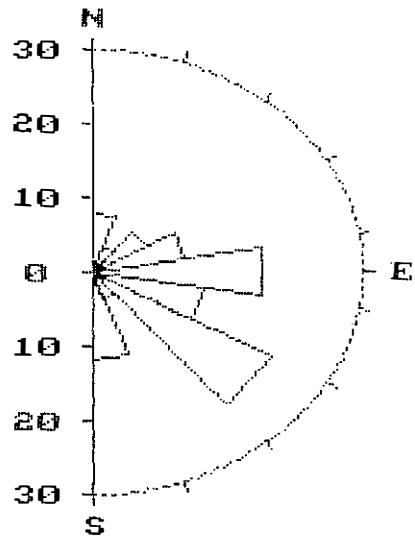
L'analyse des directions de karstification (voir figure 123) montre un creusement orienté à N 80-100 et à N 120-140, bien qu'on se trouve ici dans la zone de passage des accidents cévenols d'orientation moyenne N 40: ces accidents, à rejeux bartoniens (phase pyrénéo-provençale) puis oligo-miocènes, n'ont donc pas influencé le tracé du réseau. Effectivement l'indice tectonique marquerait préférentiellement l'influence des rejeux alpins (17,7 %) sur les pyrénéens (7,9 %). La coupe topographique n'ayant pu être obtenue, le diamètre des galeries a été assimilé à leur largeur (1,7 m en moyenne) mais leur indice RLH n'a pu être calculé.

En coupe, le réseau se présente comme un boyau descendant de 50 m de longueur et 30 m de dénivelée à partir du lit du ruisseau, suivi d'une galerie syngénètique sub-horizontale de 660 m de longueur. La distribution altitudinale des galeries est nettement unimodale (voir figure 124) avec 92,8 % du développement total et 95,3 % du volume karstifié compris entre 100 et 110 m d'altitude, soit au niveau des réseaux inférieurs de PASCALOUNE (110-155 m) et de SAINT-MARCEL (100-160 m), du réseau moyen de FOUSSOUBIE (115-160 m) ou des terrasses rissiennes ardéchoises ou rhodaniennes (80 à 130 m).

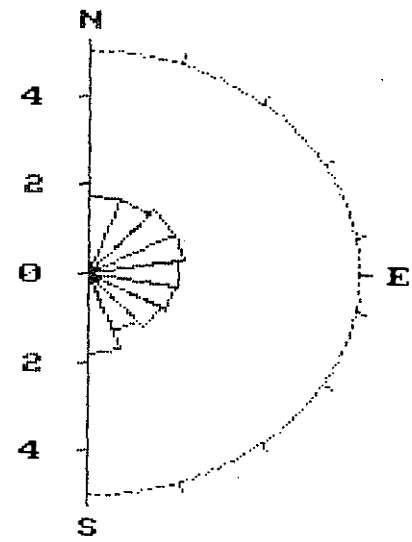
6.3. Conclusion et datation.

Cet agencement rappelle celui d'un drain karstique en relation avec une perte du réseau hydrographique, drain dont la galerie inférieure sub-horizontale serait une relique tardi-villafranchienne à rissienne: le boyau d'accès descendant serait contemporain des (derniers?) écoulements villafranchiens du ruisseau de RIMOUREN.

Si cette galerie était connectée avec celles du réseau inférieur de la PASCALOUNE, situé 2 km en amont de ce ruisseau, il pourrait s'agir d'un seul et même paléo-collecteur du Villafranchien supérieur, de 1,3 % de pente moyenne en direction de la vallée du RHONE: l'analyse d'autres réseaux du secteur (perte "-86", grotte de SAINT-MONTAN, FONT-DES-GALETS, ...) permettrait de juger de la



a. Développement (%).



b. Diamètre (m).

Figure 123. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DU RESEAU "-33".

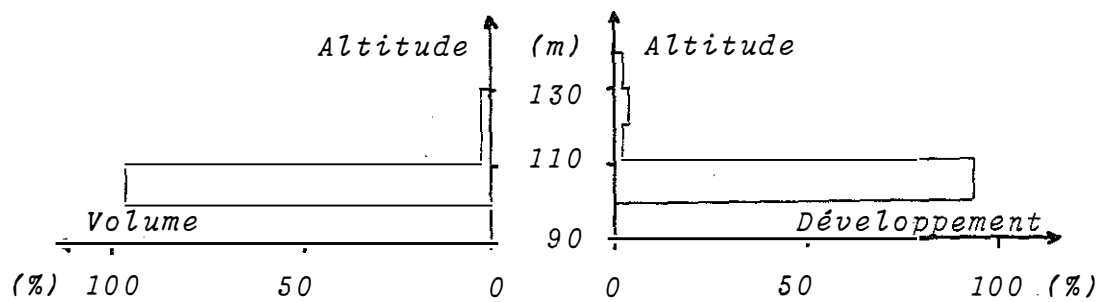


Figure 124. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE RESEAU "-33".

validité de cette hypothèse, si d'autres paliers sub-horizontaux d'altitudes décroissantes étaient mis en évidence en direction du RHONE.

Remarque: *le petit écoulement actuel qui occupe l'extrémité aval du réseau connu n'est pas en relation avec les pertes du ruisseau d'IMBOURS: il existe donc actuellement une divergence des écoulements souterrains de part et d'autre du ruisseau de RIMOUREN.*

7 - Le TROU DU SERPENT.

7.1. Description.

Il s'agit d'un réseau de 650 m de développement qui s'ouvre à 300 m d'altitude dans les reliefs dominant la vallée de la CONCHE, au nord-est du secteur d'étude. Sa topographie en a été réalisée par le Spéléo-Club de SAINT-MONTAN (voir figure 125).

3.2 Analyse du réseau et datation proposée.

Bien que situé dans la zone structurale 3, caractérisée par l'importance des accidents N 140 à N 160, le réseau du TROU DU SERPENT s'ordonne essentiellement autour de la direction N 60-80 qui représente 38,0 % de son développement et 47,8 % de son volume karstifié (voir figure 126). De la même façon l'indice tectonique alpin (14,3 %) domine l'indice pyrénéen (2,9 %) et montre qu'on aurait affaire à un réseau préférentiellement "post-alpin". Le diamètre moyen des galeries est de 2,7 m et leur indice RLH vaut 2,2.

Dans le plan vertical la répartition des galeries est sensiblement unimodale avec 61,2 % du développement et 72,0 % du volume karstifié compris entre 250 et 280 m d'altitude (voir figure 127), soit à l'altitude de la surface supérieure d'aplanissement (240-320 m) ou du réseau supérieur de PASCALOUNE (245-280 m). Cependant, de part et d'autre, se dessinent deux paliers mineurs:

- 117 m de galeries forment un petit palier supérieur (280-310 m), à l'altitude du sommet de la surface citée et au-dessus du niveau alluvial attribué au Pliocène moyen à l'entrée des gorges de l'ARDECHE (250-260 m): on notera que ce palier n'a pas d'équivalent parmi les autres réseaux étudiés;

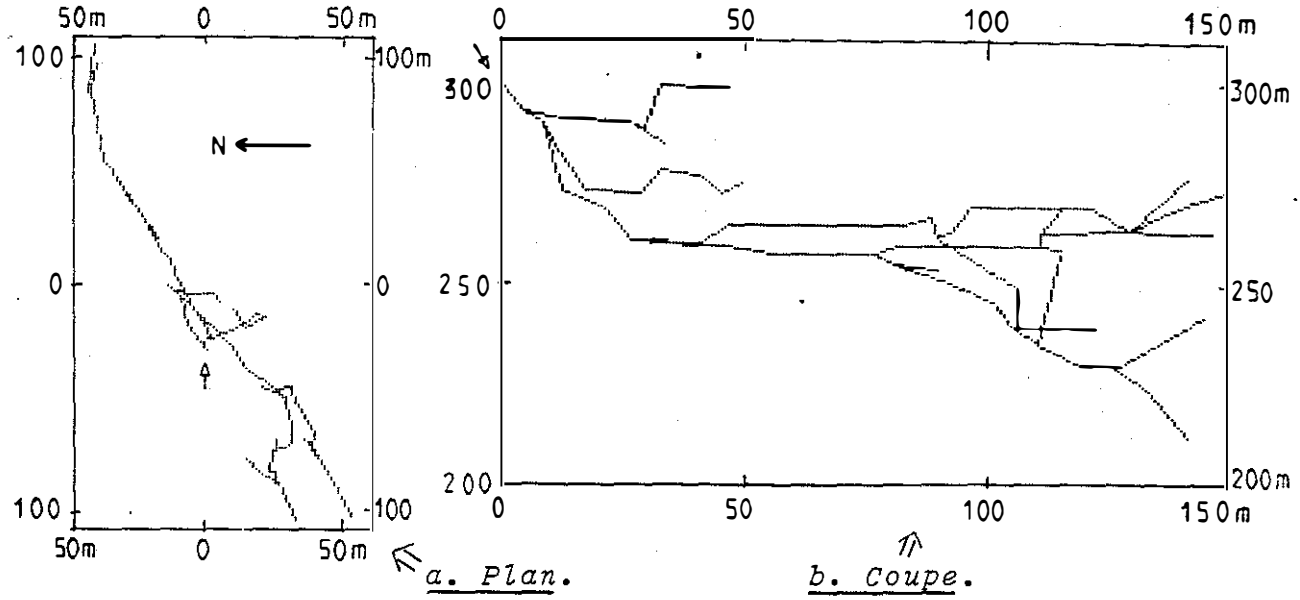


Figure 125. PLAN ET COUPE DU TROU DU SERPENT.

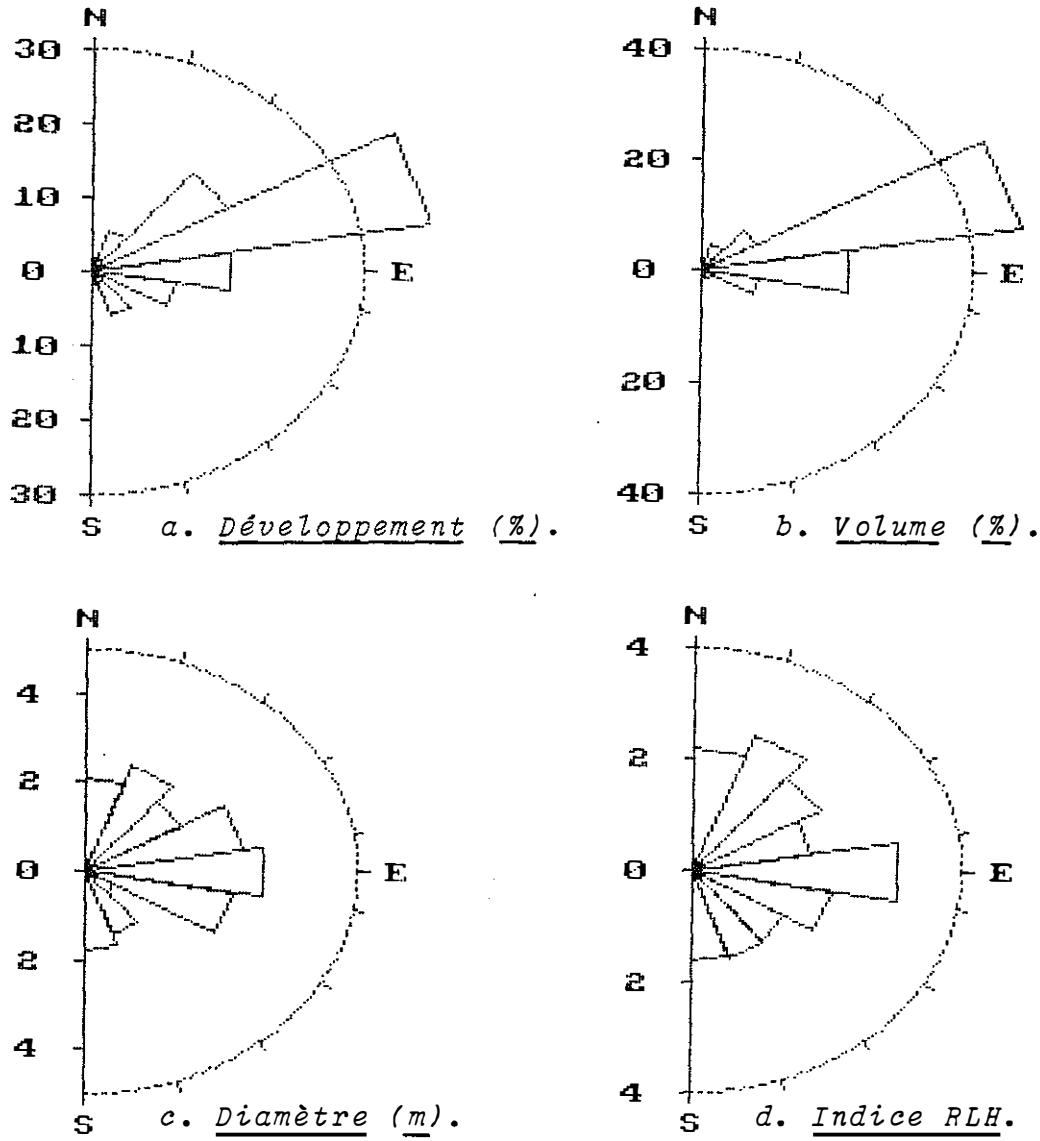


Figure 126. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DU TROU DU SERPENT.

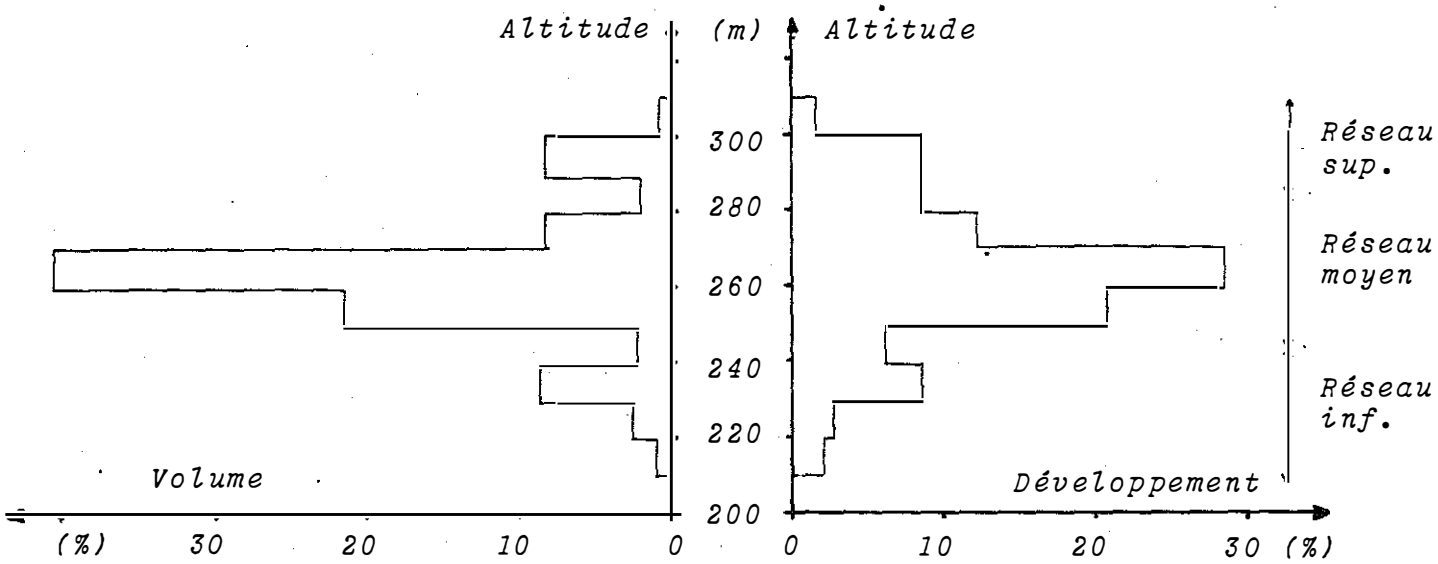


Figure 127. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DU TROU DU SERPENT.

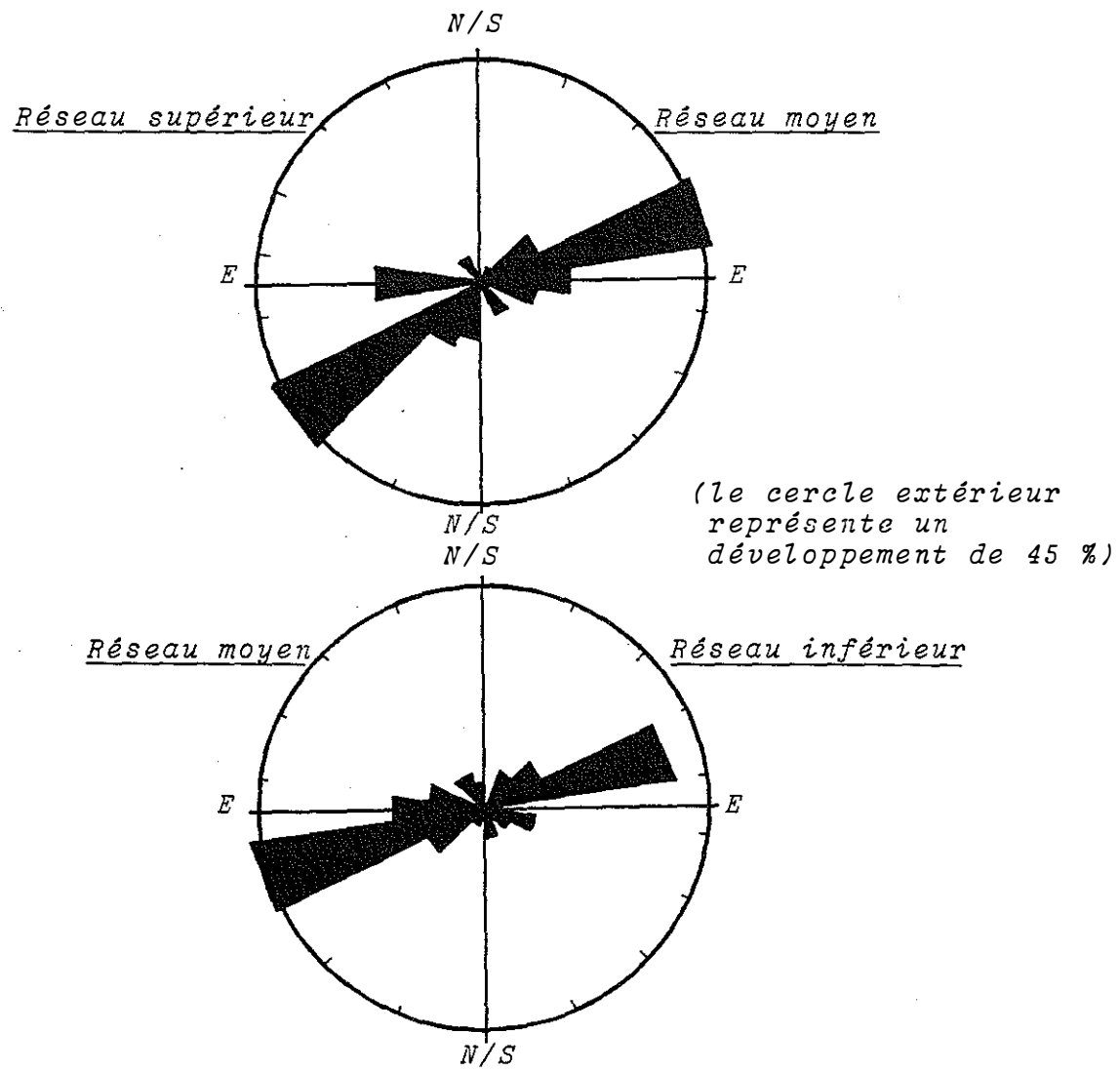


Figure 128. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX SUPERIEUR, MOYEN ET INFERIEUR DU TROU DU SERPENT.

- 125 m de galeries s'ordonnent en un petit palier inférieur (210-250 m) à l'altitude du réseau moyen-haut de PASCALOUNE (210-245 m) et au-dessus des plus hautes terrasses villafranchiennes (160-200 m).

On a donc affaire à un réseau qui montrerait l'existence de deux stades de creusement au Tortonien et d'un stade au Pliocène inférieur: la prise en compte conjointe de l'orientation et des altitudes de galeries (voir figure 128) ne montre pas de différence significative des directions de creusement de chaque palier.

8 - L'aven ROCHAS.

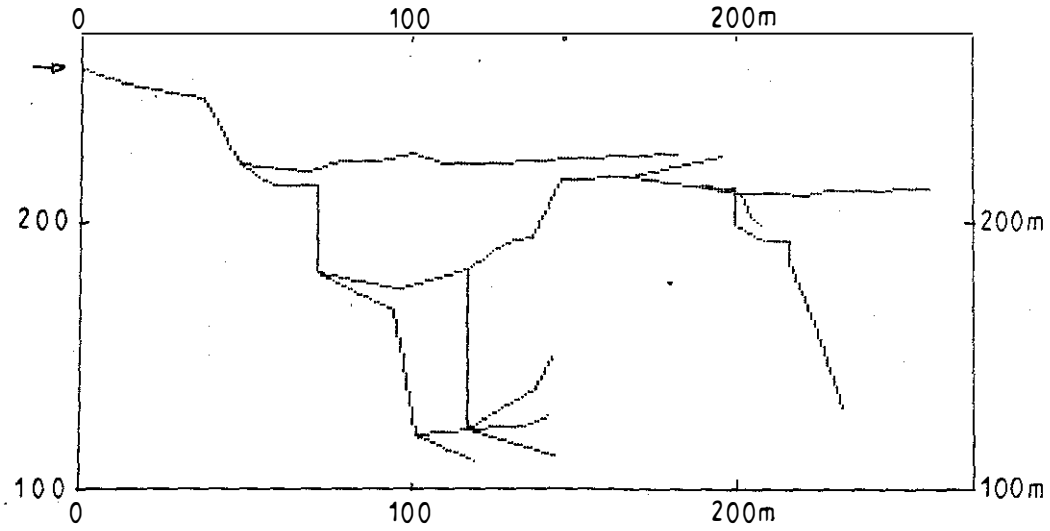
8.1. Description.

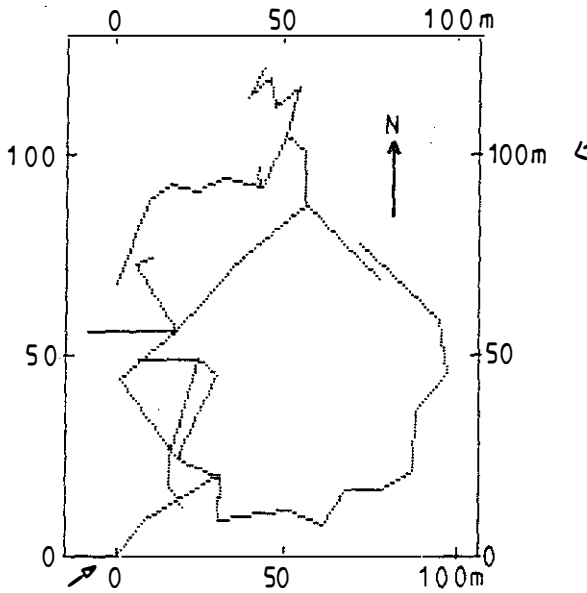
L'aven ROCHAS s'ouvre à 260 m d'altitude dans la surface inférieure d'aplanissement, en rive gauche des gorges de l'ARDECHE. Sans rapport avec la topographie actuelle, son entrée résulterait du recoupement d'un réseau ancien par l'encaissement de la surface d'érosion (voir en PREMIERE PARTIE): il pourrait donc s'agir d'un témoin d'une phase de karstification de l'Oligocène ou du Miocène inférieur. Ce réseau, de 896 m de développement, a été choisi en raison de l'étagement sur plusieurs niveaux de ses galeries sub-horizontales, entrecoupées de 115 m de puits verticaux (voir figure 129). Il a récemment été jonctionné avec le réseau semi-actif de MIDROI dont l'un des exutoires pérennes est la source de RICHEMALE (RIC), située au bord de l'ARDECHE et échantillonnée en DEUXIEME PARTIE.

8.2. Analyse des altitudes de réseaux et datation.

Il s'agit ici d'un aven, c'est-à-dire d'un réseau à dénivelée importante (142 m: voir figure 130): les puits verticaux y représentent 12,8 % du développement total et 35,6 % du volume karstifié, celui-ci étant fonction de leur diamètre moyen considérable (11,9 m). Leur indice RLH de 1,8 est cependant identique à celui des autres galeries et n'indique pas de déformation majeure des sections.

Le réseau supérieur qui prolonge l'entrée (250-260 m), bien que d'un développement peu significatif (38 m), correspond à l'altitude de la surface inférieure d'aplanissement (240-320 m), du réseau supérieur de PASCALOUNE





a. Coupe.
b. Plan.

Figure 129. PLAN ET COUPE DE L'AVEN ROCHAS.

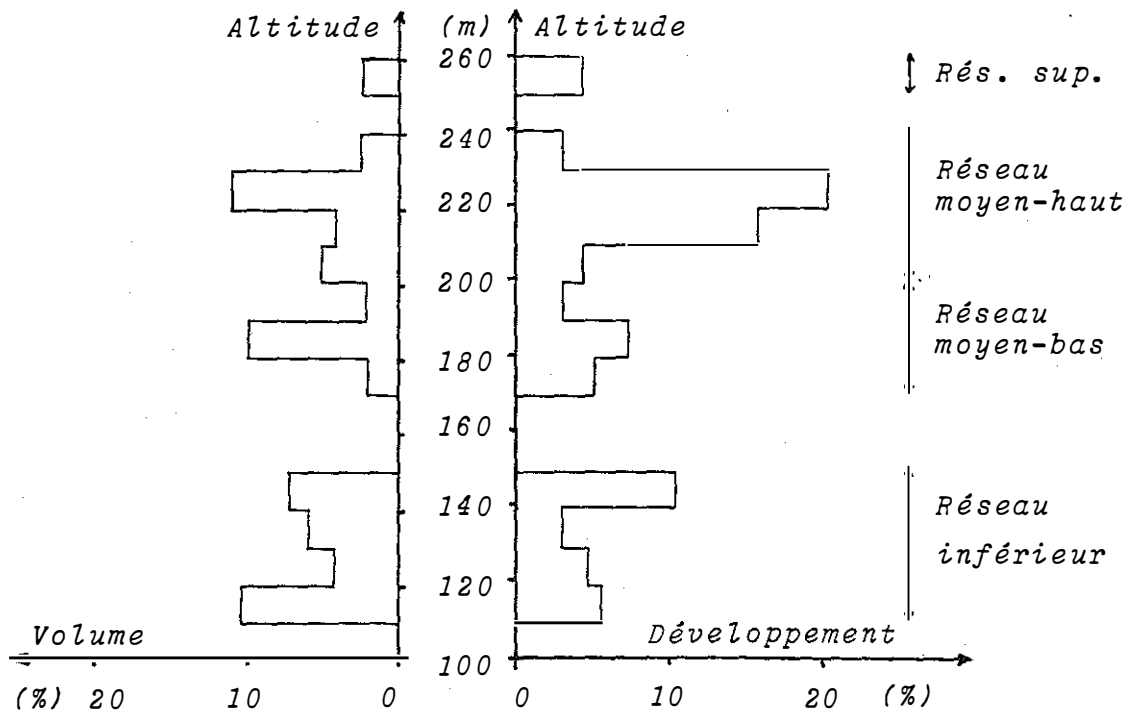


Figure 130. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE L'AVEN ROCHAS.

(245-280 m) et du réseau moyen du TROU DU SERPENT (245-285 m): son creusement serait ainsi tortonien.

Le réseau "moyen-haut" (200-240 m) possède un développement de 387 m à l'altitude du réseau "moyen-haut" de PASCALOUNE (210-245 m) et du réseau inférieur du TROU DU SERPENT (210-245 m), datés du Pliocène inférieur.

Le réseau "moyen-bas" (170-200 m), d'un développement de 143 m, est à l'altitude des hautes terrasses du Villafranchien (160-200 m), des réseaux supérieurs de SAINT-MARCEL (160-200 m) ou de FOUSSOUBIE (170-200 m) et du réseau "moyen-bas" de PASCALOUNE (155-180 m): il daterait ainsi du Villafranchien inférieur.

Le réseau inférieur (110-150 m) a un développement de 211 m à l'altitude des basses terrasses du Villafranchien (120-140 m), des réseaux inférieurs de SAINT-MARCEL (100-160 m) ou de PASCALOUNE (110-155 m), du réseau moyen de FOUSSOUBIE (115-160 m) ou du réseau "-33" (90-140 m).

Quant aux puits verticaux de 30 m de hauteur moyenne qui sèparent les classes modales des réseaux supérieur et moyen-haut, ils résulteraient du creusement messinien.

8.3. Analyse des directions de karstification.

Les réseaux s'orientent à N 20-60 et à N 120-140 (voir figure 131): la première direction est cévenole et elle peut s'expliquer par la proximité de la zone de passage du faisceau cévenol, bien qu'on se trouve ici dans la zone structurale 3. Elle se marque essentiellement - et de façon très nette - dans le développement du palier moyen-bas (voir figure 132): d'après le tableau VI.b elle aurait eu des rejeux spécifiquement alpins et permettrait de dater ce palier comme "post-alpin", c'est-à-dire plio-quaternaire. La seconde direction est l'une des caractéristiques de la zone structurale 3, mais elle semble avoir eu des rejeux constants au cours des phases tectoniques.

Les indices tectoniques pyrénéen (15,4 %) et alpin (13,0 %) sont comparables mais on notera les indices nuls qui caractérisent les réseaux de faible développement (supérieur et moyen-bas?) ainsi que l'inversion d'importance des deux indices de part et d'autre de l'époque de creusement du

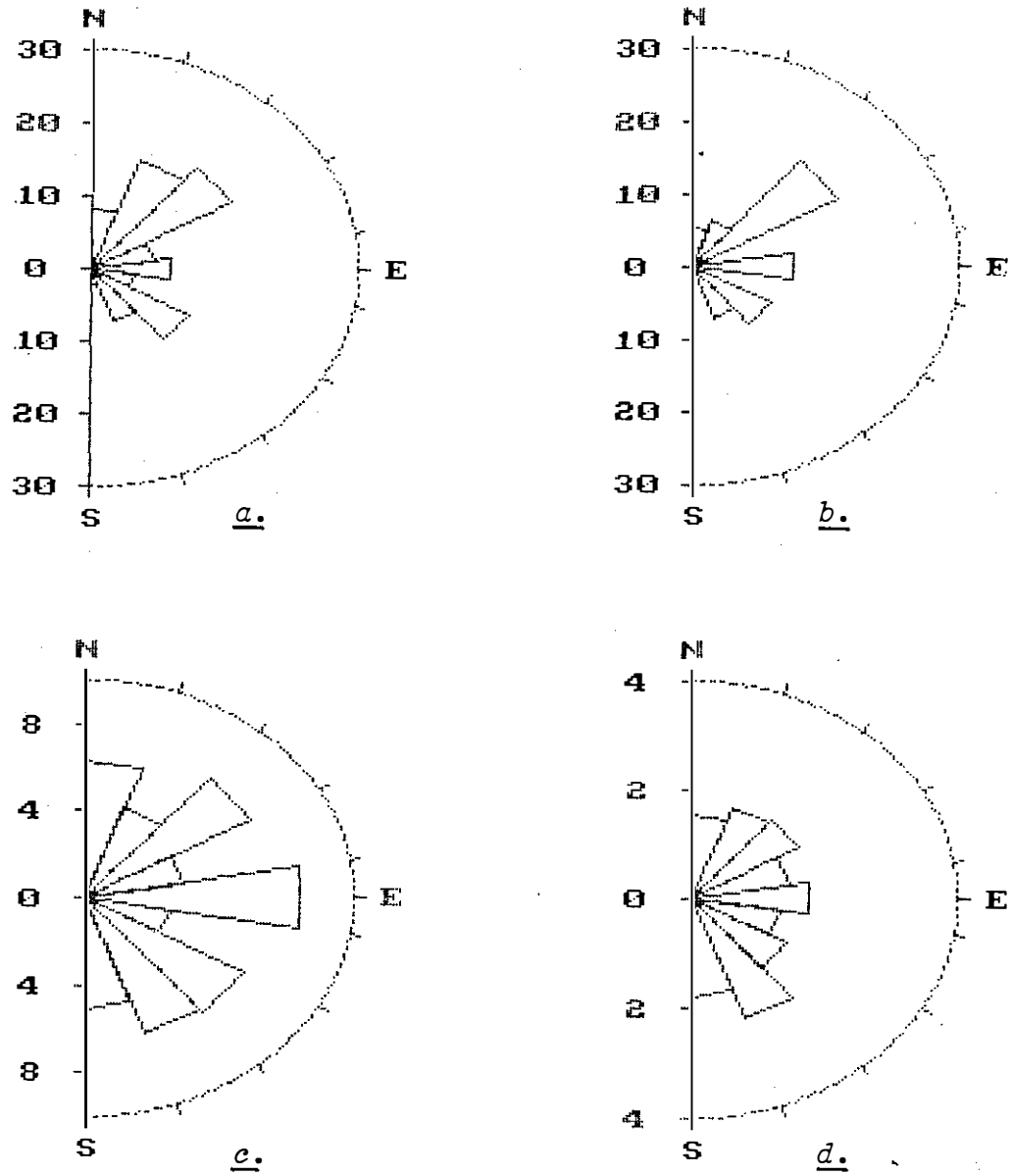
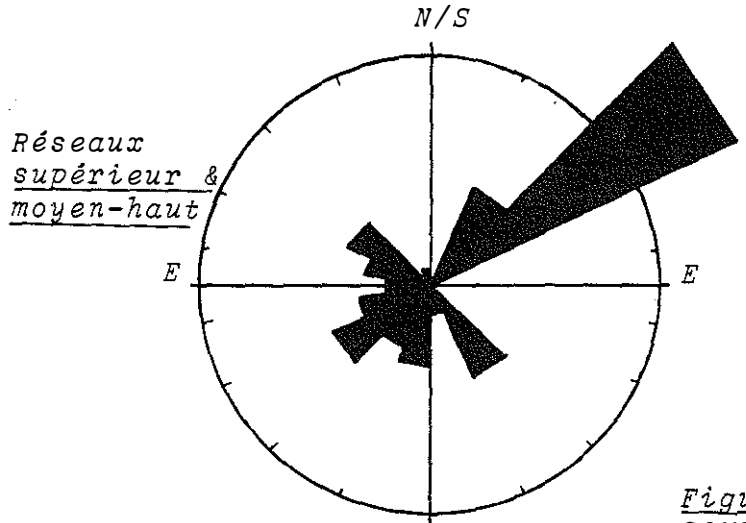


Figure 131. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DE L'AVEN ROCHAS.

a. *Développement (%)*
b. *Volume (%)*
c. *Diamètre (m)*
d. *Indice RLH.*

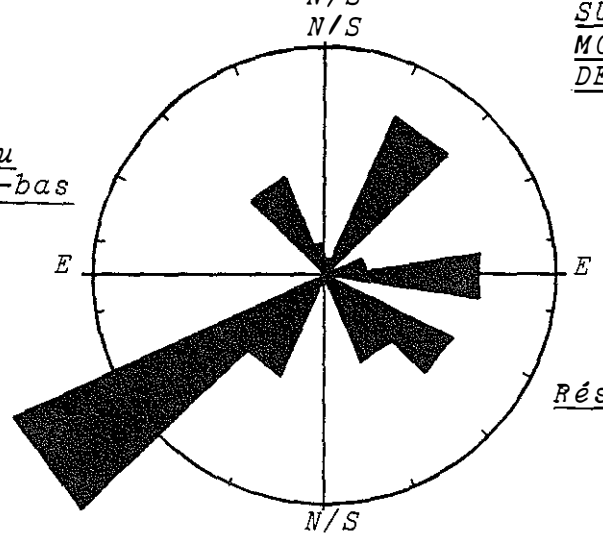


Réseaux supérieur & moyen-haut

Réseau moyen-bas

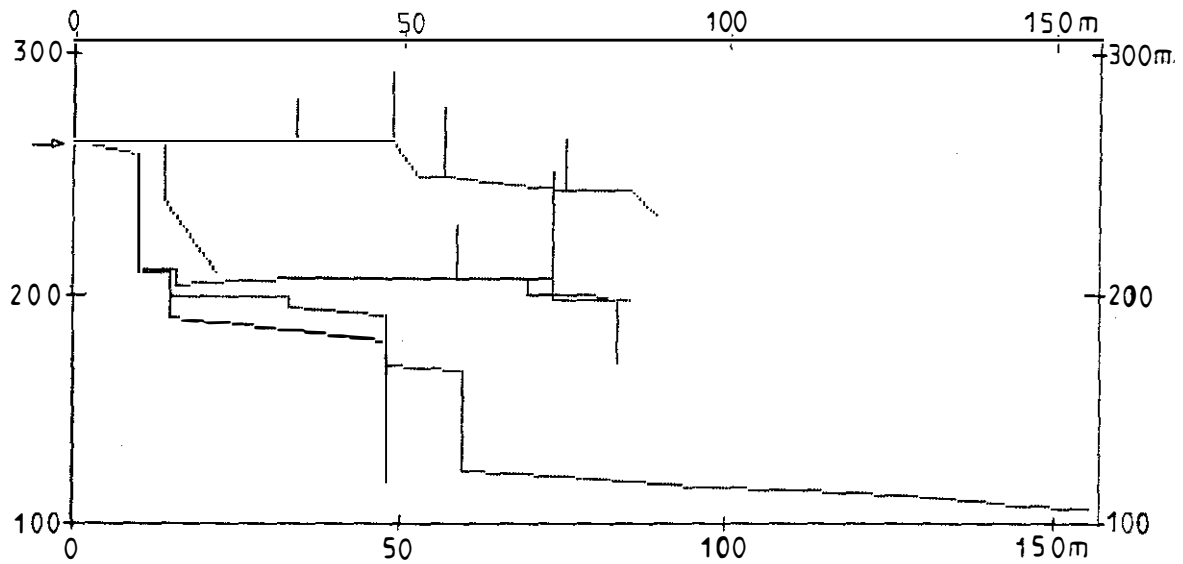
(le cercle extérieur représente un développement de 40 %)

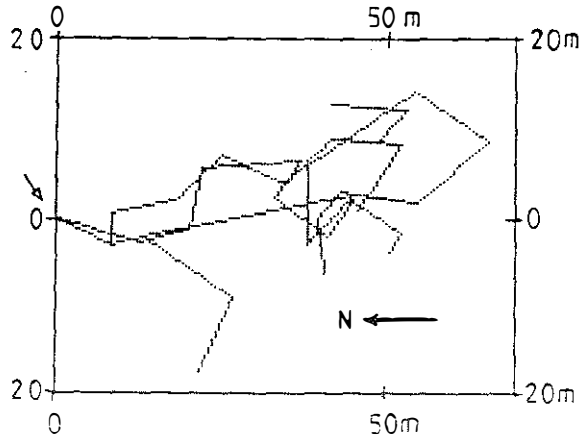
Figure 132. DEVELOPPEMENT COMPARE DES RESEAUX SUPERIEUR, MOYEN-HAUT, MOYEN-BAS ET INFERIEUR DE L'AVEN ROCHAS.



Réseau moyen-bas

Réseau inférieur





a. Coupe.

b. Plan.

Figure 133. PLAN ET COUPE DE L'AVEN DE LA VIGNE-CLOSE.

palier moyen-bas (Villafranchien inférieur): elle pourrait traduire un certain regain d'activité de la compression alpine au Pliocène supérieur.

Remarque: *pour les réseaux de FOUSSOUBIE, on avait envisagé l'hypothèse de rejeux néotectoniques des accidents N 40-60 du fait de la proximité de la terminaison du bassin d'ALES, zone encore actuellement subsidente. L'aven ROCHAS se trouve quant à lui près du coeur du plissement anticlinal de SAINT-REMEZE, dans une zonz que l'on considérera comme non affectée de façon majeure par la néotectonique.*

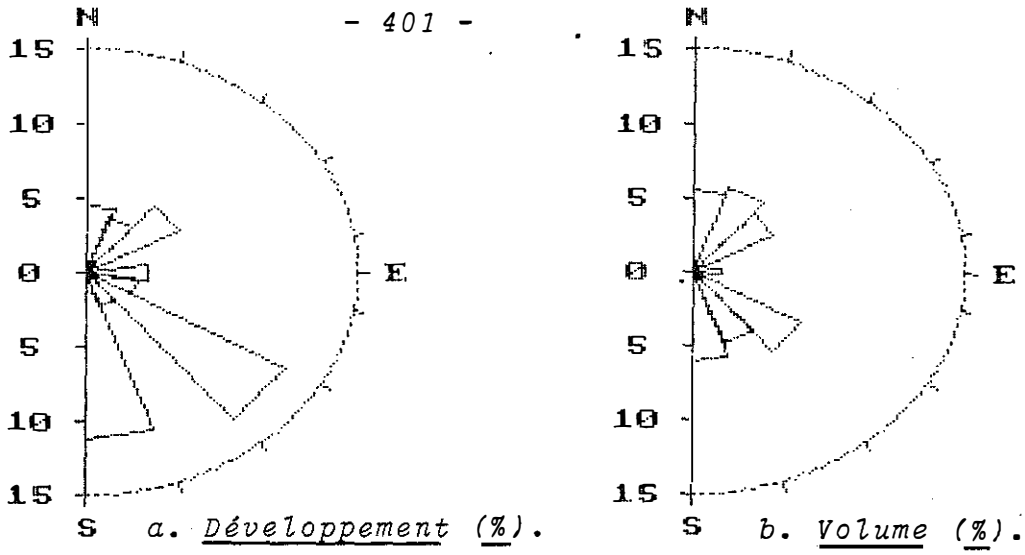
9 - L'aven de la VIGNE-CLOSE.

9.1. Description.

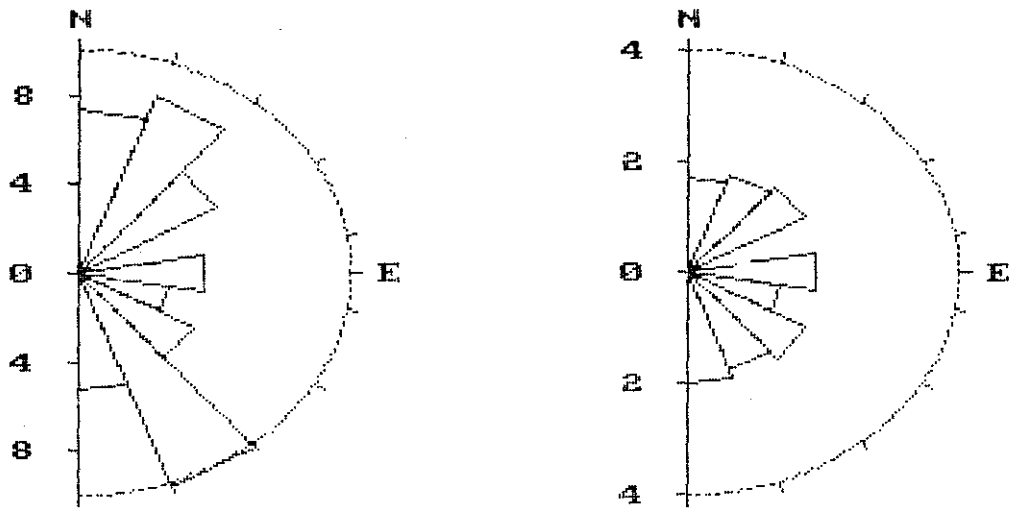
Les conditions de mise à jour de l'aven de la VIGNE-CLOSE, qui s'ouvre à quelques kilomètres du précédent et à 300 m d'altitude, apparaissent identiques à celles de l'aven ROCHAS, si ce n'est que le réseau débute ici par 45 m de puits verticaux:cependant sa morphologie est différente (voir figure 133) car sa dénivelée est de 200 m et la hauteur cumulée des puits verticaux atteint 52 % des 923 m de déve-loppement topographié. Il est parcouru à sa base par un petit réseau actif échantillonné, en DEUXIEME PARTIE, sous l'appellation VIC.

9.2. Analyse des directions de karstification.

Les 437 m de réseau (puits verticaux non compris) sont dominés par les directions N 120-140 et N 160-180, mais le fait marquant est surtout l'absence de développement important dans la direction Est-Ouest (voir figure 134): ainsi on n'observe que 6,5 % du développement total et 2,4 % du volume karstifié entre N 60 et N 120. La répartition des diamètres est irrégulière: les directions les mieux représentées n'ont qu'un diamètre moyen de 5,1 m alors qu'il atteint 8 m à N 140-160. Comme pour l'aven ROCHAS, le diamètre des puits verticaux est important (7,5 m) par rapport au reste du réseau (5,8 m de moyenne). Les indices RLH sont plus constants et valent 1,8 pour les puits et 2,0 pour les autres galeries. Les indices tectoniques montrent une légère dominance de la direction pyrénéo-provençale (10,4 %) face à la direction alpine (7,6 %).



a. Développement (%). b. Volume (%).



c. Diamètre (m). d. Indice RLH.

Figure 134. REPARTITION DIRECTIONNELLE DES DIMENSIONS DE GALERIES DE L'AVEN DE LA VIGNE-CLOSE.

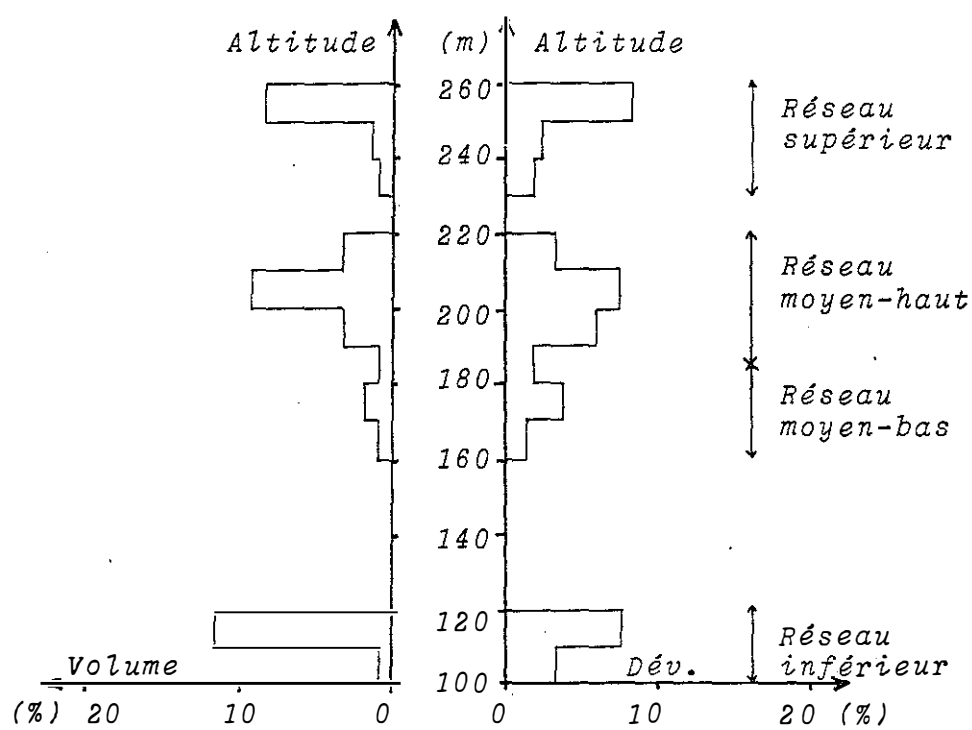


Figure 135. REPARTITION ALTITUDINALE DES GALERIES DE L'AVEN DE LA VIGNE-CLOSE.

9.3. Distinction de trois réseaux étagés.

La coupe de l'aven montre quatre niveaux sub-horizontaux superposés, mais de faible développement unitaire, et entrecoupés de puits verticaux, ce que confirme la distribution altitudinale des galeries (voir figure 135):

- un réseau supérieur de 121 m de développement, compris entre 230 et 260 m d'altitude, soit au niveau de la surface inférieure d'aplanissement (240-320 m), des réseaux supérieurs de PASCALOUNE (245-280 m) ou de ROCHAS (250-260 m) et du réseau moyen du TROU DU SERPENT (245-285 m);

- un réseau "moyen-haut" (185-220 m) de 156 m de développement, à l'altitude des réseaux "moyen-hauts" de PASCALOUNE (210-245 m?) ou de ROCHAS (200-240 m) et du réseau inférieur du TROU DU SERPENT (210-245 m);

- un réseau "moyen-bas" (160-185 m) de 61 m de développement, à l'altitude des hautes terrasses du Villafranchien (160-200 m), des réseaux supérieurs de SAINT-MARCEL (160-200 m) ou de FOUSSOUBIE (170-200 m) et des réseaux "moyen-bas" de PASCALOUNE (155-180 m) ou de ROCHAS (170-200 m);

- un réseau inférieur (100-120 m) de 99 m de développement, compris entre l'altitude du témoin rissien du RANC POINTU (90-100 m) et celle de la terrasse rissienne du MOULIN-A-VENT (120-131 m) - respectivement situés en aval et en amont des gorges de l'ARDECHE - ainsi qu'au niveau du réseau inférieur de FOUSSOUBIE (60-115 m).

Le faible développement de chaque réseau ne permet pas d'effectuer un classement des directions de galeries: on signalera seulement la dominance des directions N 20-40 dans le réseau supérieur et N 120-140 dans les réseaux moyens et inférieur.

9.3. Conclusion et datation.

Une première phase de karstification se marquerait antérieurement à l'installation de la surface inférieure d'aplanissement qui recoupe les plus hauts puits verticaux à 300 m d'altitude: comme pour l'aven ROCHAS, il devait exister un réseau fossile creusé en relation avec une paléo-topographie "décapée" par l'érosion aréolaire. Les puits verticaux d'altitude supérieure à

260 m en seraient les reliques, datées de l'Oligocène ou du Miocène inférieur. Si des galeries sub-horizontales se sont créées à cette époque, elles ont été éventrées par l'encaissement de la surface d'aplanissement.

Un seconde phase correspond au réseau supérieur probablement contemporain de la surface inférieure d'aplanissement: de même que d'autres réseaux supérieurs, il daterait ainsi du Tortonien.

Une troisième phase correspond à l'enfoncement des galeries jusqu'au palier 200-210 m, lequel enfoncement résulterait de la régression messinienne.

Une quatrième et une cinquième phases correspondent aux hautes et basses terrasses villafranchiennes et aux réseaux "moyen-haut" et "moyen-bas", qui seraient respectivement datés du Villafranchien inférieur et supérieur.

Une sixième phase serait responsable du creusement de la longue galerie faiblement inclinée du réseau inférieur au Riss.

Une dernière phase de karstification a enfin induit la réutilisation sub-actuelle du réseau inférieur par un petit écoulement perché à 105 m, soit à l'altitude des témoins rissiens: cela indique un trés faible potentiel karstogénétique post-rissien au sein de ce réseau.

Remarque: *l'aven ROCHAS a été récemment jonctionné avec le réseau semi-actif de MIDROI situé à une altitude inférieure et dont la source de RICHEMALE représente un sous écoulement pérenne: l'étagement des niveaux de galeries semblerait donc se poursuivre jusqu'à l'Actuel, s'il s'avérait que ces réseaux aient été en correspondance au moment de leur creusement.*

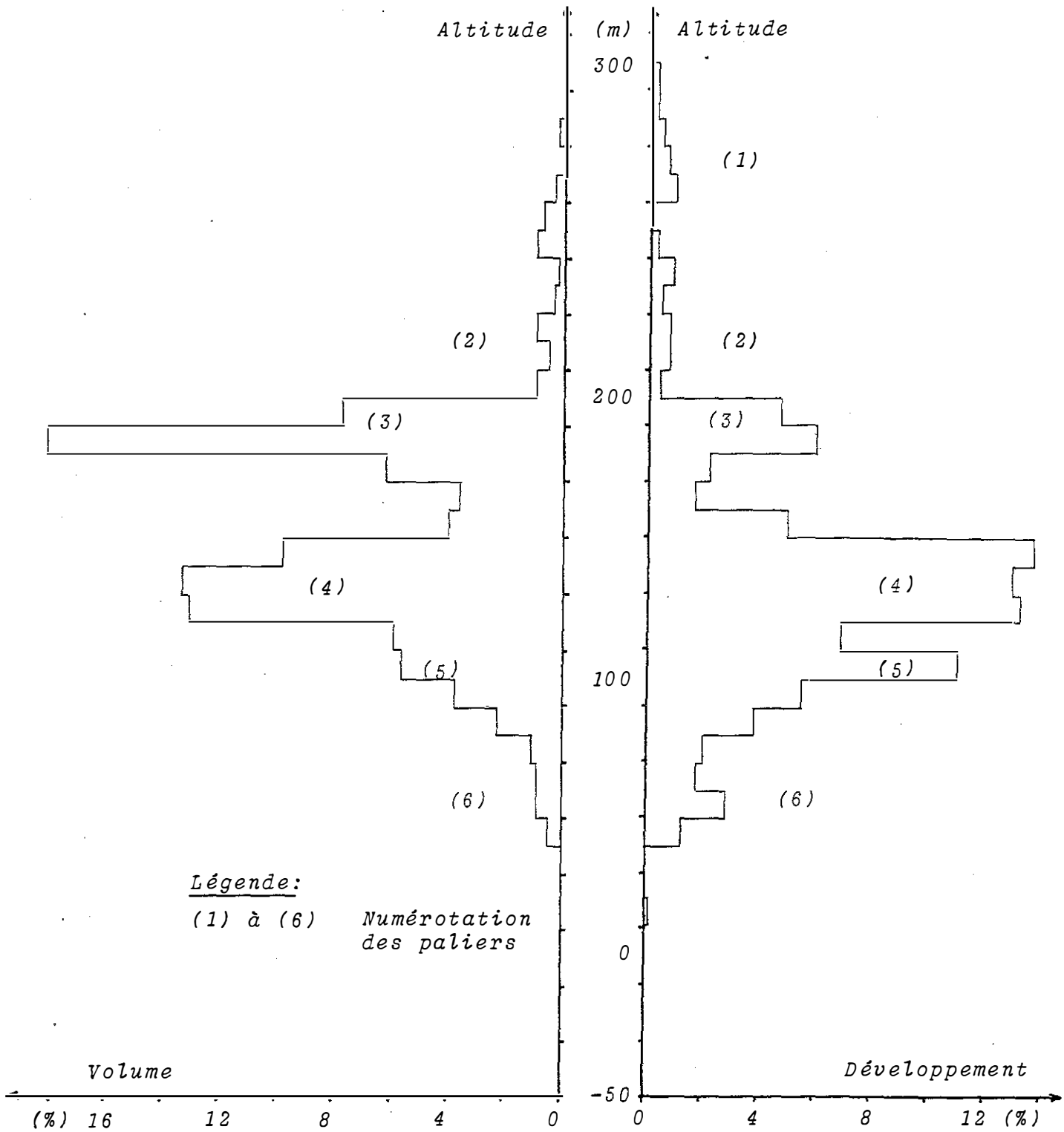


Figure 136. IMPORTANCE RELATIVE DES PALIERS DE CREUSEMENT KARSTIQUE DU BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

III - CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE: INDIVIDUALISATION DES ETAPES DU CREUSEMENT KARSTIQUE.

A - ADOPTION D'UNE CHRONOLOGIE RELATIVE.

1 - Synthèse des données altitudinales.

Les neuf réseaux karstiques précédemment étudiés totalisent 33 km de galeries, soit un volume global de vides karstiques de 711.000 m³! En portant la répartition du développement total et du volume karstifié cumulé en fonction de l'altitude (voir figure 136), on met en évidence trois principaux paliers de creusement karstique à **170-200 m**, **115-170 m** et **70-115 m** (voir tableau XLI en page 358): cependant 83 % de ce développement et 90 % de ce volume appartiennent aux seuls réseaux de SAINT-MARCEL et de FOUSSOUBIE, ce qui introduit un déséquilibre majeur dans la représentativité des paliers.

En analysant plus finement ces résultats, on remarque trois niveaux de galeries d'une longueur unitaire inférieure à 2 % du développement total - ce qui représente quand même plus de 700 m de galeries par niveau! - situés à **245-300 m**, **200-245 m** et **40-70 m** (voir tableau XLI). On peut alors comparer leurs altitudes extrêmes à celles des quatre principaux repères chronologiques disponibles dans le BAS-VIVARAIS calcaire: surface inférieure d'aplanissement et terrasses rhodaniennes ou ardéchoises du Villafranchien (supérieur et inférieur), du Riss ou du Würm (voir tableau XLII). On observe alors que:

- les paliers 1, 5 et 6 se corrèlent respectivement à l'altitude de la surface inférieure d'aplanissement et des terrasses rissiennes et würmiennes;

- les paliers 3 et 4 se partagent la gamme altitudinale de l'ensemble des terrasses villafranchiennes;

- le palier 2 ne correspond à aucun témoin géomorphologique, mais son altitude le place entre la surface tortonienne et les hautes terrasses villafranchiennes. Il pourrait ainsi être attribué au Pliocène inférieur, date de l'ingression marine qui a atteint le canyon de l'ARDECHE.

ALTITUDE (m NGF)	PALIER KARST.	REPERE MORPHO.	DATATION	EVENEMENT
300	1		Tortonien	Surface inférieure d'aplanissement
280				
260				
240	2		Messinien	Creusement maxi.
220			Pliocène inférieur	Ingression marine
200	3		Villafranchien inférieur (Donau?)	Terrasses du RHONE et de l'ARDECHE
180				
160	4		Villafranchien supérieur (Günz?)	
140				
120	5		Riss	
100				
z_{max}				
80				
60	6		Würm	
z_{min}				
40				
20			Holocène	
0				

Tableau XLII - ELEMENTS DE DATATION DES PALIERS DE CREUSEMENT KARSTIQUE DU BAS-VIVARAIS.

Légende:

z_{max} : *Altitude maximale de niveau de base actuel (l'ARDECHE à VALLON-PONT-D'ARC)*

z_{min} : *Altitude minimale du niveau de base actuel (confluence RHONE-ARDECHE)*

A partir de ces données, on peut proposer un âge relatif de creusement des paliers - et des réseaux qui leurs correspondent - basé sur leur étagement et sur l'âge des témoins géomorphomogiques situés en vis-à-vis. Le tableau XLIII résume cette chronologie en six phases distinctes de karstification:

- au Tortonien pour le palier 245-300 m, les réseaux supérieurs de PASCALOUNE (245-280 m), du TROU DU SERPENT (285-310 m), de ROCHAS (250-260 m), de VIGNE-CLOSE (230-260 m) et le réseau moyen du TROU DU SERPENT (245-285 m);

- au Pliocène inférieur pour le palier 200-240 m, les réseaux "moyen-hauts" de PASCALOUNE (210-245 m?), de ROCHAS (200-240 m) et de VIGNE-CLOSE (185-220 m) et le réseau inférieur du TROU DU SERPENT (210-245 m);

- au Villafranchien inférieur (Donau?) pour le palier 160-200 m, les réseaux supérieurs de SAINT-MARCEL (160-200 m) ou de FOUSSOUBIE (170-200 m) et les réseaux "moyen-bas" de PASCALOUNE (155-180 m), de ROCHAS (170-200 m) et de VIGNE-CLOSE (160-185 m);

- au Villafranchien supérieur (Günz?) pour le palier 120-160 m, les réseaux inférieurs de SAINT-MARCEL (100-160 m), de PASCALOUNE (110-155 m) ou de ROCHAS (110-150 m), le réseau moyen de FOUSSOUBIE (115-160 m) ou une partie (?) du réseau "-33" (90-140 m);

- au Riss pour le palier 70-120 m, les réseaux inférieurs de FOUSSOUBIE (60-115 m) ou de VIGNE-CLOSE (100-120 m), le réseau "-33" (90-140 m) ou le réseau supérieur des SABLES D'ARGENT (65-90 m);

- au Würm pour le palier 40-70 m et le réseau supérieur du GOUL DE LA TANNERIE (40-60 m) ou le réseau inférieur des SABLES D'ARGENT (40-65 m).

Remarque: *comme dans la moyenne vallée du RHONE et ainsi que J. PIC (1979) l'avait présumé pour la région de PIERRELATTE, les terrasses villafranchiennes du Rhône et de l'Ardèche peuvent être scindées en deux niveaux:*

- le niveau haut, à l'altitude de 190 m pour le RHONE et de 160-200 m (témoins du MEANDRE et de GRENOUILLET) pour l'ARDECHE, serait attribué au Villafranchien inférieur (Donau? par analogie avec les terrasses fluvio-glaciaires rhodaniennes plus en amont);

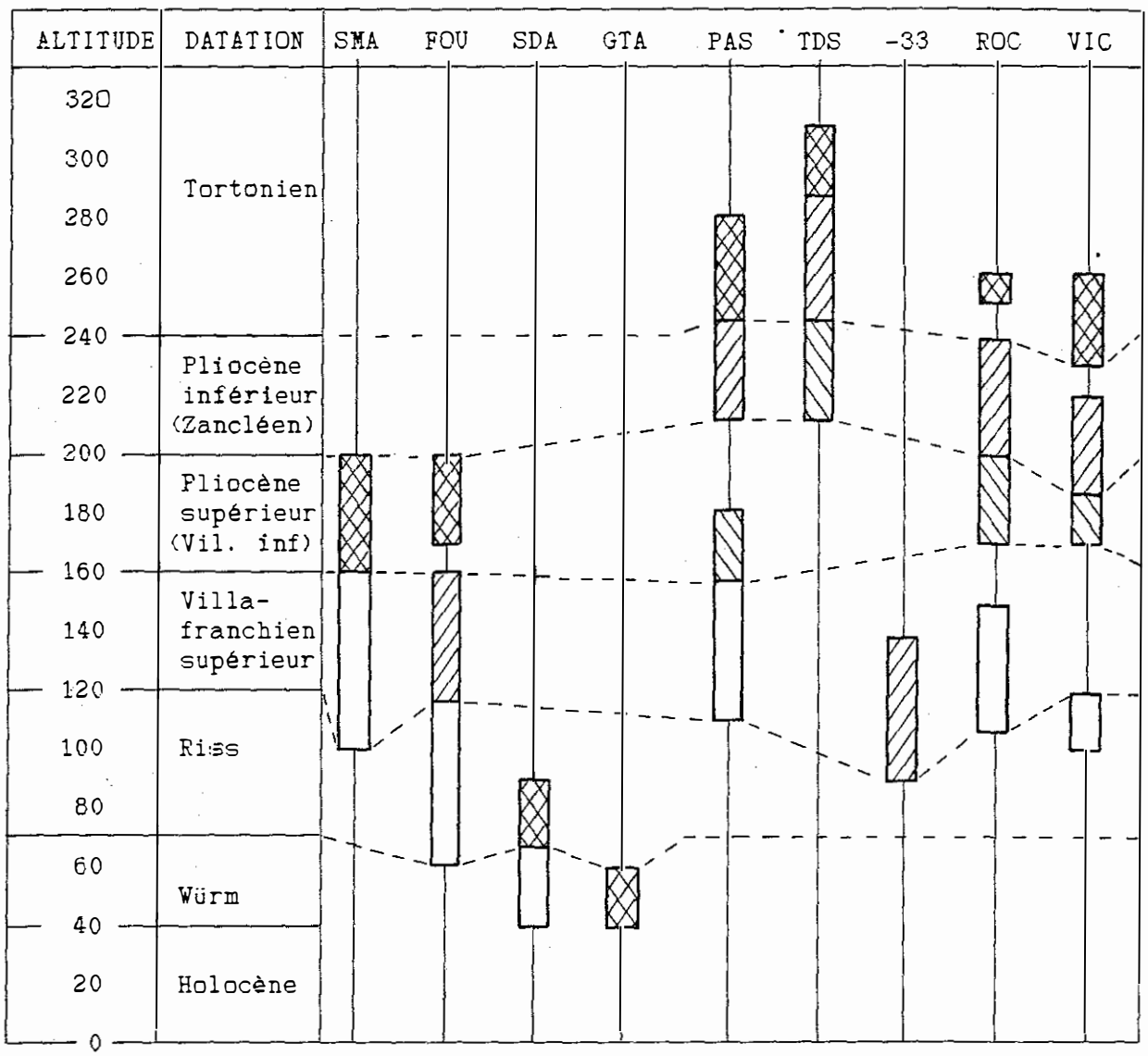


Tableau XLIII - SYNTHESE ALTITUDINALE DES PALIERS DE CREUSEMENT KARSTIQUES DU BAS-VIVARAIS.

Légende:

SMA	*SAINT-MARCEL*	*FOU*	*FOUSSOUBIE*	*SDA*	*SABLES D'ARGENT*
GTA	*GOUL DE LA TANNERIE*	*PAS*	*PASCALOUNE*	*TDS*	*TROU DU SERPENT*
-33	*Réseau "-33"*	*ROC*	*ROCHAS*	*VIC*	*VIGNE-CLOSE*
Vil	*Villafranchien*	*inf*	*Inférieur.*		

Les altitudes sont exprimées en mètres.

- le niveau bas, à l'altitude de 120 m pour le RHONE et de 140 m (témoin de TRIGNAN) pour l'ARDECHE, correspondrait au Villafranchien supérieur (Günz?). Toutefois ce niveau ne se marque pas dans les terrasses ardéchoises en amont des gorges ni dans les réseaux karstiques, ce qui indiquerait alors une poursuite du creusement amont des gorges tandis que la zone de confluence, soumise à l'influence du niveau de base rhodanien, se serait avérée plus stable.

2 - Intêret et évolution des paramètres calculés.

2.1. Volume karstifié.

L'importance des directions de karstification est généralement quantifiée par le développement des galeries. On a également calculé le volume karstifié en assimilant chaque galerie à un tronc-de-cône. La dissolution du calcaire intéresse un volume de roche et il est logique de penser que lorsque l'intensité de cette dissolution croît l'importance de ce volume karstifié augmente. Dans les exemples traités, il apparaît que la distribution des volumes suit de près celle des longueurs, avec des fréquences directionnelles nettement plus contrastées: ainsi le résau de SAINT-MARCEL représente 42 % du développement total des réseaux étudiés, mais 62 % du volume total karstifié. Cela laisse suggérer que les réseaux les plus développés en longueur sont également ceux qui possèdent les plus grands diamètres: cependant le surplus de calculs nécessaire à la prise en compte du volume ne paraît pas justifier ce gain d'information!

D'autre part, la formulation mathématique ne s'applique qu'à des galeries de forme constante et sans déformation post-creusement: sont exclues les galeries à remplissage épais (hauteur diminuée), à voutes ou parois "foudroyées" (hauteur et/ou largeur agrandies), ... ou les galeries recreusées par un écoulement vadose (hauteur agrandie) pour lesquelles le calcul d'un diamètre moyen n'est pas significatif du stade initial de creusement. Cependant on pourrait envisager le cas de plusieurs sections-types de galeries (circulaire, ovoïde, rectangulaire) dont l'expression mathématique serait sélectionnée en fonction de la valeur d'un paramètre, tel que l'indice RLH pour les sections circulaires ou ovoïdes.

2.3. Diamètre et indice RLH.

Les rosaces de répartition directionnelle du diamètre ou de l'indice RLH moyen ne montrent généralement pas de corrélation significative avec celles du

développement ou du volume karstifié. D'autre part il n'apparaît pas d'évolution du diamètre moyen (qui varie pourtant de 1,7 à 7,4 m) ou de l'indice RLH moyen des réseaux en fonction des différentes phases de creusement, de la période anté-pliocène au Pliocène ou au Quaternaire: cela signifie soit qu'il n'y a aucune évolution sensible de cet indice, soit que sa formulation n'est pas adaptée à une bonne différenciation des types de galeries. Là encore les résultats obtenus ne justifient apparemment pas les calculs nécessaires.

Dans les réseaux étudiés, les indices RLH moyens varient de 1,1 à 2,4 et semblent se rapporter à des galeries essentiellement syngénétiques: on peut supposer que la fossilisation apparemment rapide de chaque stade de creusement n'ait pas permis de réutilisation systématique des anciens réseaux par des écoulements plus récents. Il n'y aurait ainsi pas eu de déformation majeure des galeries ni par recreusement ni par effondrement de parois postérieurement au creusement principal de chaque réseau.

Le principal intérêt de l'indice RLH serait, comme il a été dit plus haut, de valider le calcul d'un paramètre, par exemple le volume karstifié, en contrôlant le degré de déformation d'une galerie: ainsi les galeries d'indice RLH inférieur à 2,5 pourraient être considérées comme syngénétiques et assimilées à des troncs-de-cônes pour le calcul de leur volume. Pour des valeurs plus grandes de l'indice RLH, il conviendrait de tenir compte des processus de déformations des sections de galeries postérieurs à leur creusement (colmatage, recreusement, effondrements, ...) et de modifier la formulation de calcul du volume.

2.4. Indices tectoniques.

On a vu que ce sont les rejeux récents et en ouverture qui sont les plus favorables aux phénomènes de karstification le long des accidents tectoniques. Or les phases en distension, responsables (comme la phase oligo-miocène) de l'essentiel de ces rejeux, mobilisent un large éventail de directions de fractures et sont de ce fait peu caractérisables du point de vue directionnel; en revanche, les rejeux en ouverture sont plus limités - voire rares - lors des périodes de compression: en s'intéressant à la direction même de l'axe de la contrainte maximum, on possède là un marqueur spécifique.

Le choix des deux indices tectoniques proposés ici résulte de cette observation: sa principal défaut est de ne pas tenir compte de la phase de

distension oligo-miocène qui a certainement eu un impact karstogénétique majeur. Cependant les résultats obtenus sont globalement concordants avec les données altitudinales prises comme référence; on en rappellera les principaux ci-après:

- augmentation significative de l'indice alpin d'un réseau ancien (FOUSSOUBIE moyen, ROCHAS "moyen-haut", VIGNE-CLOSE "moyen-haut") à un réseau plus récent (FOUSSOUBIE inférieur, ROCHAS inférieur, VIGNE-CLOSE inférieur) traduisant probablement l'arrêt des rejeux pyrénéo-provençaux et l'influence des mouvements alpins entre les deux époques de creusement;

- importance globale de l'indice tectonique alpin par rapport à l'indice pyrénéen (SABLES D'ARGENT, GOUL DE LA TANNERIE, PASCALOUNE "moyen-haut" et "moyen-bas") indiquant un réseau creusé sous l'influence probable de la contrainte tectonique alpine, donc d'âge plio-quaternaire.

B - INFLUENCE DES FLUCTUATIONS EUSTATIQUES SUR LA KARSTIFICATION.

1 - La régression messinienne.

Nombreux sont les auteurs qui ont décrit le rôle majeur de la phase de régression messinienne dans le creusement des formes fluvio-karstiques du pourtour méditerranéen, et notamment dans le BAS-VIVARAIS. On a vu en PREMIERE PARTIE que la paléo-ARDECHE s'était installée au Miocène supérieur sur le plateau de SAINT-REMEZE/ORGNAC: le creusement de l'essentiel de son canyon est ainsi rattaché à la reprise d'érosion consécutive à l'abaissement généralisé du niveau de base au Messinien; à cette époque le paléo-RHONE a entaillé son bed-rock jusqu'à - 236 m NGF au droit de PIERRELATTE, ce qui témoigne d'une réponse importante du réseau fluviatile aux sollicitations eustatiques.

Pour l'ARDECHE, on peut quantifier l'enfoncement messinien de la rivière d'après la dénivelée entre la surface initiale du plateau et les premières terrasses plio-quaternaires: on sait que la paléo-ARDECHE s'est installée sur la surface inférieure d'aplanissement qui, peu retouchée par la suite, borde les gorges actuelles aux environs de 300 m d'altitude; quant aux terrasses du Villa-franchien inférieur, premiers témoins alluviaux post-messiniens, elles sont situées de part et d'autre des gorges entre 160 et 190 m. On obtient ainsi un

enfoncement de 110 à 140 m de la rivière pour les 1,5 MA du Messinien et de 100 à 110 m pour les 5 MA du Plio-Quaternaire: l'enfoncement de l'ARDECHE - l'un des niveaux de base karstique majeurs du plateau - au cours du Messinien a donc été trois fois plus rapide qu'au Plio-Quaternaire.

Les réseaux karstiques s'y sont adaptés par le développement préférentiel de puits verticaux: on a cherché à quantifier cette influence parmi les quatre réseaux étudiés dont le creusement couvre cette période. La dénivelée entre la classe modale du palier tortonien et celle du premier palier pliocène vaut 30 m pour le TROU DU SERPENT et ROCHAS, 50 m pour VIGNE-CLOSE et 60 m pour PASCALOUNE (en négligeant le palier "moyen-haut"). Cependant le karst a, semble-t'il, gardé les traces d'une phase de stabilisation du niveau de base antérieure à celle qu'individualisent les premiers témoins de terrasses villafranchiennes et la comparaison avec l'enfoncement fluviatile doit s'effectuer par rapport au second palier, daté du Villafranchien inférieur: il atteint alors 70 m pour ROCHAS 80 m pour VIGNE-CLOSE et 100 m pour PASCALOUNE, soit 70 % en moyenne de l'enfoncement apparent du niveau de base fluviatile.

Or l'adaptation du karst aux fluctuations eustatiques est généralement rapide, voire immédiate à l'échelle géologique. En considérant une vitesse moyenne de creusement karstique vertical de 50 m/MA pendant le Messinien, la durée de creusement d'un karst (10.000 à 100.000 ans) ne représenterait qu'un enfoncement de 0,5 à 5 m: c'est-à-dire qu'une courte période de stabilisation du niveau de base peut être enregistée sous la forme d'un palier karstique pour peu que le climat soit favorable. Ainsi deux hypothèses peuvent expliquer la différence apparente d'amplitude du creusement messinien entre le réseau fluviatile et karstique:

- le premier palier de creusement karstique correspondrait à un stade de stabilisation intra-messinien que n'aurait pas enregistré la rivière (?); cette hypothèse, peu probable, daterait le premier palier karstique du Messinien.

- l'ARDECHE se serait installée dans une paléo-vallée fini-tortonienne, déjà encaissée d'une trentaine de mètres dans la surface inférieure d'aplanissement, et dont le karst aurait "gardé l'empreinte".

2 - L'ingression marine pliocène.

Suite à la régression messinienne a eu lieu une importante remontée du niveau de base général qui a envahi la "ria rhodanienne" et comblé le bassin fluvio-lacustre de PIERRELATTE sur près de 300 m. Des témoins de Pliocène marin ont subsisté sous les alluvions rhodaniennes actuelles ainsi qu'au débouché des principales vallées affluentes. Le thalweg de l'ARDECHE n'en aurait gardé aucune trace, contairement au karst dans lequel on trouve un palier de creusement qui rassemble environ 700 m de galeries de 200 à 240 m d'altitude, soit entre la surface tortonienne du plateau et les premières terrasses villafranchiennes.

3 - Comparaison des vitesses de creusement fluviatile et karstique avec le taux d'érosion karstique.

Le tableau XLIV donne l'amplitude supposée du creusement fluviatile et karstique lors de chaque étape d'enfoncement post-tortonien du niveau de base: les creusements du canyon et du karst sont respectivement représentés par la dénivellation entre deux niveaux successifs de terrasses et entre deux classes modales successives de paliers karstiques.

Remarque: *pour l'ARDECHE, on a choisi l'hypothèse d'un pré-creusement tortonien de 30 m de la paléo-vallée autochtone qu'elle a emprunté à son arrivée; d'autre part le creusement karstique holocène a été estimé à 5 m.*

On constate que l'amplitude de creusement des réseaux est comparable à celle de l'enfoncement de l'ARDECHE dont elle représente globalement 90 %: il est admis que ces deux processus résultent d'une même cause, à savoir l'abaissement généralisé du niveau de base. Dans les deux cas c'est la dissolution du calcaire qui est le principal agent érosif, or on en possède un paramètre quantificateur: la dissolution maximale potentielle (DMP), essentiellement fonction des conditions climatiques. On peut donc tenter une corrélation entre composante verticale du creusement karstique et potentiel de dissolution de l'eau. A cet effet on a utilisé les données synthétisées en Annexe I.5 pour calculer l'épaisseur théorique de calcaire dissous entre deux paliers de creusement (voir tableau XLIV) et la corréler à l'amplitude de chaque stade de creusement sur le graphique en "double cumul" de la figure 137.

RESEAU ↓ / AGE →	To →	PI →	PS →	VS →	Ri →	Wü →	Ac
SAINT-MARCEL			40				
FOUSSOUBIE			60	20			
SABLES D'ARGENT					20		
PASCALOUNE	60	50	50				
TROU DU SERPENT	30						
ROCHAS	30	40	40				
VIGNE-CLOSE	50	30	60				
Moyenne karst	42	40	50	20	20	(5)	
Canyon ARDECHE	40	55	← 65 →		25	(5)	
ETCD	213	49	77	63	7	1	

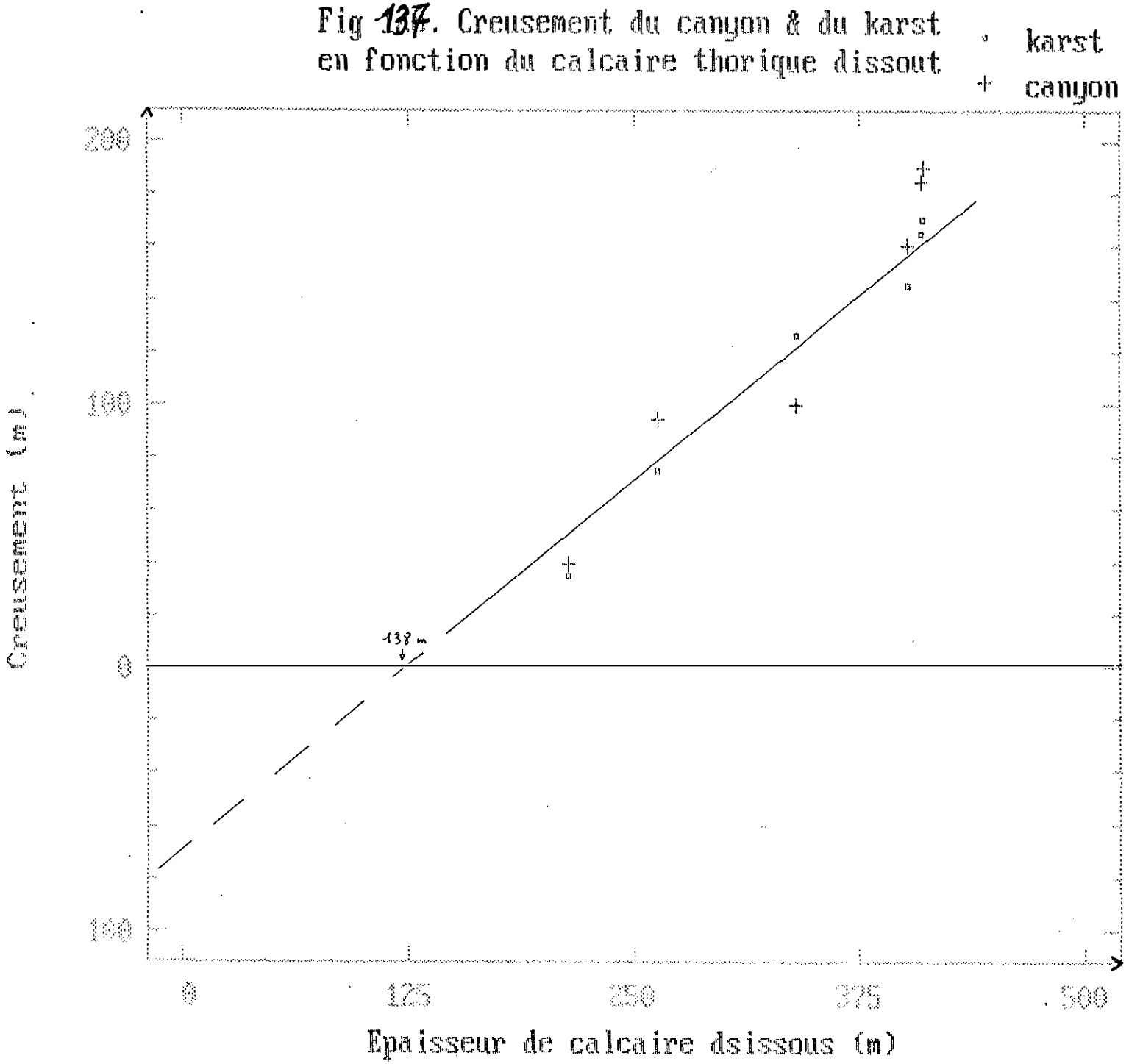
Tableau XLIV - ESTIMATION DE L'IMPORTANCE DES CREUSEMENTS A PARTIR DES DONNEES DES RESEAUX KARSTIQUES ET DU CANYON.

Légende:

To Tortonien *PI Pliocène inférieur*
PS Pliocène supérieur *VS Villafranchien supérieur*
Ri Riss *Wü Würm* *Ac Actuel*
ETCD Epaisseur théorique de calcaire dissous

Remarque: *toutes les valeurs sont exprimées en mètres.*

Fig 137. Creusement du canyon & du karst
en fonction du calcaire thorique dissout



L'origine des temps a été prise au début du Tortonien (12 MA), à une époque où l'érosion était essentiellement aréolaire, donc sans composante verticale. On rappellera brièvement que la grandeur portée en abscisse est le produit de la vitesse de dissolution théorique du calcaire (DMP) par la durée de chaque phase de creusement (comptée par rapport à son milieu): elle représente l'épaisseur de la tranche de calcaire théoriquement dissoute à la surface du plateau dans le cas de conditions climatiques constantes et du développement optimum des processus physico-chimiques (dissolution instantanée du CO_2 dans l'eau puis saturation en $CaCO_3$).

Les deux principaux résultats mis en évidence sont d'une part l'existence d'une corrélation (linéaire?) entre le taux de dissolution chimique théorique du calcaire et l'enfoncement karstique ou fluviatile et, d'autre part, une ordonnée à l'origine non nulle. Ce dernier point, fondamental, indiquerait:

- soit que le "niveau zéro" à partir duquel se sont creusés le canyon et le karst était situé 80 m plus haut que l'altitude moyenne choisie de 300 m au début du Tortonien: dans ce cas il faudrait considérer que l'ARDECHE s'est surimposée à la surface supérieure d'aplanissement dans laquelle elle se serait encaissée de 110 m au cours du Tortonien!

- soit qu'il n'y a pas eu d'enfoncement significatif du karst ni du canyon avant que la dissolution n'ait entamé une tranche de calcaire de 138 m d'épaisseur théorique, c'est-à-dire avant le temps + 5,5 MA par rapport au début du Tortonien, ce qui correspond au début du Messinien (6,5 MA BP).

On notera cependant que l'épaisseur de calcaire dissous, donnée en abscisse, est fonction du temps alors que le creusement du karst est un processus discontinu que matérialise l'étagement des paliers: la droite tracée sur la figure 137 matérialise donc une vitesse moyenne de creusement depuis le Tortonien. En ce sens, le second résultat permet de dater du tout début du Messinien le creusement des premiers réseaux karstiques en relation avec l'ARDECHE et par là même le début du creusement du canyon lui-même, chronologie en accord avec celle proposée par J. BLANC (1972) au canyon de REGALON (PROVENCE).

CONCLUSION GENERALE
SUR LE KARST DU BAS-VIVARAIS.

I - LE BAS-VIVARAIS CALCAIRE.

Le BAS-VIVARAIS représente la limite méridionale du département de l'ARDECHE. D'une superficie de 270 km², il comprend les plateaux de SAINT-REMEZE et d'ORGNAC, séparés par l'entaille majeure du canyon de l'ARDECHE et bordés à l'Est par la vallée du RHONE. Compris entre 40 et 720 m d'altitude, il jouit d'un climat sub-méditerranéen humide du fait de la proximité des reliefs cévenols et de sa position septentrionale dans l'aire méditerranéenne: la pluviosité atteint 800 mm sur les plateaux, dont 30 à 50 % s'infiltrent dans le sous-sol karstique.

158 entrées de réseaux ont été recensées dans le cadre de cette étude, ce qui fait du BAS-VIVARAIS une unité karstique proportionnellement aussi riche que les grands CAUSSES aveyronnais. Les réseaux profonds peuvent prendre des proportions considérables, comme les grottes de SAINT-MARCEL, de FOUSSOUBIE ou l'aven d'ORGNAC qui totalisent environ 40 km de galeries d'un diamètre moyen supérieur à 4 m. En revanche le karst superficiel est beaucoup moins développé avec seulement 56 dolines et quelques lapiès, ce qui est l'une des caractéristiques karstologiques majeures de la région.

II - HISTOIRE GEOLOGIQUE DES CENT DERNIERS MILLIONS D'ANNEES.

Du point de vue stratigraphique, l'essentiel des terrains appartient au faciès urgonien qui a envahi le Barrémo-Aptien sous la forme de 400 à 500 m de calcaires massifs et de calcarénites litées: ils constituent le réservoir karstique étudié, qui repose sur plusieurs centaines de mètres de terrains marneux et marno-calcaires, étagés du Valanginien au Barrémien inférieur. Il n'existe pratiquement aucun recouvrement des terrains urgoniens sur les plateaux, à l'exception de quelques placages de colluvions, de terra-rossa ou d'alluvions: dans les vallées de l'ARDECHE et du RHONE, les sédiments plio-quaternaires s'ordonnent en une succesion de terrasses dont les principales sont datées du Villafranchien, du Riss et du Würm.

La tectonique de la région est relativement simple: située au carrefour des aires d'influence des phases compressives pyrénéo-provençale et alpine, respectivement datées du Bartonien et du Miocène supérieur, elle n'en a subi que des contrecoups mineurs. Le BAS-VIVARAIS calcaire apparaît ainsi comme un vaste

brachy-anticlinal pyrénéo-provençal, faillé par la distension oligo-miocène et gauchi par la compression alpine. Les mouvements néotectoniques indiquent la poursuite de l'effondrement du bassin d'ALES et de la bordure rhodanienne dans une ambiance globotectonique distensive. Le passage des accidents N 40 à N 60 du faisceau cévenol forme la principale caractéristique structurale de la région qu'il prend en écharpe du Sud-Ouest au Nord-Est. Il délimite ainsi trois zones structurales aux comportements distincts lors de chaque phase tectonique: seul l'axe de la contrainte maximum (N 00 au Bartonien puis N 90 au Miocène) ainsi que la direction d'allongement oligo-miocène maximum (N 120) semblent avoir eu une orientation relativement constante dans chaque zone.

L'évolution paléoclimatique du BAS-VIVARAIS a ensuite été retracée du Barrémien à l'Actuel: on a mis en évidence la persistance des conditions climatiques tropicales jusqu'au Sannoisien, date d'apparition d'un abaissement des températures hivernales. Dés 14 MA se développe une période de sécheresse estivale qui perturbe définitivement le climat, lequel devient pré-méditerranéen, à une époque contemporaine de l'installation de la calotte glaciaire antarctique. Mais ce n'est que vers 3 MA que s'instaurera le climat méditerranéen dans le sud de la FRANCE, en relation avec les premières glaciations survenues dans l'ATLANTIQUE Nord. Tout au long du Quaternaire, l'ARDECHE méridionale connaîtra essentiellement un climat tempéré-frais, entrecoupé de quelques épisodes inter-glaciaires ou inter-stadiaires chauds et de rares épisodes de froid rigoureux.

La géomorphologie des plateaux montre, comme en PROVENCE ou dans le LANGUEDOC, l'existence de vastes surfaces d'aplanissement: l'une (sannoisienne) s'inscrit de 360 à 420 m d'altitude autour de SAINT-REMEZE et dans le bois de RONZE et l'autre (tortonienne) entaille la bordure des gorges de 240 à 320 m. C'est à partir de cette dernière surface que s'est surimposée, dès le Miocène supérieur, la paléo-ARDECHE détournée de son cours septentrional par les épanchements volcaniques des COIRONS. Le creusement de son spectaculaire canyon a débuté avec la régression messinienne, alors que le bed-rock du "fleuve rhodanien" était profondément incisé. Le Plio-Quaternaire est une période de remblaiement, également caractérisée par une karstogénèse superficielle peu efficace, dont les quelques dolines et lapiès du plateau sont les témoins.

Les premières traces d'habitat humain datent du Pliocène (Pebble-culture), mais la colonisation s'est accentuée au Néolithique grâce à de nombreux défrichements agricoles qui ont contribué à accélérer les processus d'érosion:

la destruction de la forêt climacique qui s'en est suivie a ainsi mis à nu les surfaces structurales initialement karstifiées sous couvert.

III - HYDROGEOLOGIE KARSTIQUE ACTUELLE.

A - L'EPIKARST ET LE KARST PROFOND.

L'aquifère karstique défini plus haut admet comme principaux niveaux de base le RHONE et l'ARDECHE qui coulent de 40 à 90 m d'altitude: on observe cependant des émergences de sources entre 200 et 500 m, qui impliquent localement l'existence d'autres niveaux de base (changements de faciès dans l'Urgonien, vires marneuses ou limite de la zone de décompression superficielle). Plutôt qu'un épikarst généralisé, on serait ici en présence d'un morcellement de la tranche superficielle du karst en sous-systèmes que des analyses d'eau n'ont pas permis d'individualiser du fait de l'homogénéité géochimique des formations urgoniennes. Le faible débit de ces sources n'autorise que quelques écoulements aériens temporaires, généralement repris par évaporation et infiltration après quelques centaines de mètres de parcours.

L'aquifère profond est alimenté par percolation des eaux météoriques et par réinfiltration des eaux temporairement stockées dans l'épikarst. En bordure de l'ARDECHE existe un réseau complexe de pertes et de résurgences qui assurent un mélange des eaux superficielles et karstiques sur près d'un kilomètre à l'intérieur du massif en rive gauche: une étude physico-chimique a permis de caractériser quelques unes de ces zones et de calculer que le mélange s'effectuait sensiblement à parts égales à la résurgence de RICHEMALE. Dans la vallée du RHONE, en revanche, ni l'étude hydrogéochimique ni l'interprétation d'un pompage d'essai de longue durée n'ont pu mettre en évidence de communication entre l'aquifère karstique et le fleuve.

B - LE BASSIN VERSANT DES SOURCES DE TOURNE.

Les trois sources de TOURNE ont eu un débit cumulé de 1,1 à 1,7 m^3/s en 1984: grâce aux expériences de traçage, on sait qu'elles sont en relation avec le ruisseau souterrain de la grotte de la PASCALOUNE, situé à 7,5 km au Nord-Ouest. L'étude de leurs hydrogrammes et de leurs caractéristiques physico-chimiques en fait les exutoires d'un seul et même réseau dont les ramifications

interviendraient à plus de 1200 m en amont de l'entrée, c'est-à-dire au-delà de la zone actuellement explorée par plongées: il s'agirait ainsi du drain karstique majeur du plateau de SAINT-REMEZE en direction de la vallée du RHONE.

Ces sources draînent un bassin versant de 110 km^2, limité au Nord-Ouest par un méga-accident cévenol puis, au Nord-Est et au Sud-Est, par des failles orientées à N 120-140 et par la zone de flexure rhodanienne à l'Est. On a également délimité un sous-bassin de 30 km^2, correspondant à une zone de vulnérabilité maximale: les vitesses de transfert de l'eau variant de 10 à 100 m/h suivant le débit, une éventuelle pollution du bassin serait susceptible d'atteindre les sources de TOURNE en 0,5 à 2 jours suivant le lieu d'injection.

IV - LES OUTILS DE DATATION DISPONIBLES.

Au premier abord, le karst du BAS-VIVARAIS se caractérise par l'abondance des réseaux souterrains et par la rareté des formes superficielles. Le karst profond actif se singularise également par ses modestes dimensions qui témoignent d'une karstogénèse actuellement ralentie: se pose ainsi la question de l'âge de creusement des réseaux géants précédemment cités. Pour tenter d'y répondre en l'absence de datations absolues ou de données paléontologiques ou sédimentologiques précises, quatre types d'arguments vont être développés.

A - LA DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE.

On a cherché à individualiser le rôle du climat dans la karstogénèse: sur des bases théoriques on a créé un quantificateur, fonction relativement complexe de la pluviosité et de la température moyennes annuelles d'un site, ainsi que de la pCO_2 du sol (arbitrairement considérée comme constante dans cette étude). Il s'agit de la "dissolution maximale potentielle" (DMP) qui, exprimée en mm/1000 ans, est comparable à la dissolution spécifique généralement calculée par les karstologues. Son application aux climats mondiaux actuels a permis d'en proposer la formulation simplifiée suivante (i étant l'indice d'aridité de DE MARTONNE): $DMP = 2{,}13.10^{-2}\ i^{1{,}96} \simeq 0{,}02\ i^2$.

En considérant les paléoclimats post-urgoniens, on a mis en évidence un méga-cycle karstogénétique d'une période de 50 MA, compris entre le Paléocène et le Miocène et encadré par deux périodes d'intensité de dissolution comparable à

l'actuelle: la dissolution maximale potentielle y a atteint une valeur moyenne de 133 mm/1000 ans, soit près de six fois la valeur actuelle de 25 mm/1000 ans calculée pour BOURG-SAINT-ANDEOL! En première hypothèse, on atenté d'assimiler les périodes d'importante spéléogénèse aux époques de forte valeur de DMP.

B - LES RELATIONS DU KARST AVEC LA FRACTURATION.

Des directions préférentielles de karstification ont été proposées pour chaque phase tectonique majeure, puis on a discuté - en s'appuyant sur des exemples régionaux - l'hypothèse d'une réactivation de la karstogénèse le long des accidents qui rejouent le plus fréquemment en ouverture.

Pendant la distension oligo-miocène, les rejeux en ouverture ont affecté presque tout l'éventail disponible des directions de fracturation et la caractérisation de cette période - probablement très karstogénétique du fait de son climat - est impossible d'après le seul paramètre directionnel. En revanche, lors des phases compressives, les accidents rejouent rarement en ouverture, ce qui est le cas des décrochements sub-parallèles à l'axe de la contrainte maximum qui peuvent ainsi être karstifiés. On a donc créé un indice tectonique simple pour quantifier l'influence de chacune des deux phases compressives sur la géométrie globale des réseaux: il s'agit de la longueur cumulée de galeries karstiques orientées à ± 10° de chacun des axes de contrainte maximum, rapportée au développement total du réseau.

C - LE ROLE DES SURFACES D'APLANISSEMENT.

Ces surfaces servent également de repères chronologiques dans la mesure où on a montré qu'elles étaient responsables d'un accroissement de l'intensité de karstification (exprimée en PKH/km^2) du BAS-VIVARAIS. Du fait de leur encaissement d'une centaine de mètres dans les plateaux, elles ont été à même de recouper de nombreux réseaux karstiques à développement vertical dominant et d'induire l'ouverture "accidentelle" de la plupart des avens, lesquels se sont majoritairement creusés en relation avec une paléo-topographie aujourd'hui disparue. Suivant la surface considérée, ces avens seront donc considérés comme anté-sannoisiens ou anté-tortoniens.

D - LES CORRELATIONS AVEC LES TEMOINS ALLUVIAUX.

Quatre niveaux de terrasses ardéchoises et rhodaniennes renseignent sur les périodes de stabilisation du niveau de base fluviatile du Plio-Quaternaire: il s'agit des témoins, étagés de 0 à + 200 m d'altitude relative, du Villafranchien supérieur (Donau?), du Villafranchien supérieur (Günz), du Riss et du Würm. On remarquera que l'ingression marine du Pliocène inférieur n'a pas laissé, en surface, de traces assimilables à un niveau de base.

V - LES PRINCIPALES PHASES DE KARSTIFICATION MISES EN EVIDENCE.

Six principales phases de karstification ont été décrites dans le Midi méditerranéen français depuis le Barrémien: cependant la plupart des réseaux anciens ont été fossilisés par colmatage, concrétionnement ou effondrement, et ils ne subsistent généralement que sous la forme de poches paléo-karstiques comblées. Seuls les réseaux appartenant aux phases oligocène, miocène ou plio-quaternaire, plus récents, ont pu être étudiés et caractérisés à l'aide de plusieurs paramètres: directions de karstification, étagement altitudinal des niveaux de galeries, répartition et importance des volumes karstifiés, diamètre et allure des sections de galeries. La chronologie obtenue est la suivante:

- la phase de karstification visible la plus ancienne du BAS-VIVARAIS (Oligocène ou Miocène inférieur) correspond aux avens ouverts dans la surface supérieure d'aplanissement, au-delà de 340 m d'altitude (non étudiés ici);

- vient ensuite le premier palier karstique étudié (de 240 à 310 m) attribué au tortonien par assimilation avec l'âge de la surface inférieure;

- le début du creusement du thalweg de l'ARDECHE et du karst associé prend place au début du Messinien: la rivière aurait ainsi emprunté, à son arrivée sur le plateau, une paléo-vallée d'une trentaine de mètres de profondeur, creusée par un cours d'eau autochtone;

- un second palier de creusement (de 200 à 240 m) se marque dans le karst, entre l'altitude de la surface inférieure et celle des premières terrasses villafranchiennes: il correspondrait au niveau de base du Pliocène inférieur.

- les troisième et quatrième paliers dateraient du Villafranchien inférieur (Donau?), pour celui développé entre 160 et 200 m d'altitude, puis du Villafranchien supérieur (Günz?) pour celui de 120 à 160 m;

- les cinquième et sixième paliers sont aisément corrélables aux niveaux d'alluvions rissiennes (de 70 à 120 m), puis würmiennes (de 40 à 70 m);

- en dernier lieu, l'enfoncement holocène du canyon - et du karst associé - a été estimé à 5 m.

Le creusement du karst et du canyon résulte pour beaucoup d'une même cause, à savoir l'intensité de la corrosion du calcaire, processus physico-chimique dont la dissolution maximale potentielle (DMP) est un quantificateur: on a ainsi pu corréler la dénivellation entre deux paliers de creusement successif à la DMP moyenne de la période correspondante: c'est à partir de cette corrélation que l'hypothèse d'un début de creusement messinien du canyon de l'ARDECHE a pu être confirmée.

VI - LE MILIEU KARSTIQUE A TRAVERS L'EXEMPLE DU BAS-VIVARAIS.

En conclusion du travail présenté ici, il ressort que le milieu karstique, caractérisé par une forte anisotropie intrinsèque, se prête difficilement à toute "numérisation", qu'il s'agisse de l'établissement d'un bilan hydrologique, de l'interprétation d'un pompage d'essai ou de la compréhension de l'agencement des réseaux de galeries. Une observation effectuée en un endroit donné du système n'est le plus souvent généralisable qu'au prix de simplifications qui n'autorisent - en fin de compte - qu'un aperçu schématique du problème.

Plus que jamais, la collecte et l'analyse pluridisciplinaire d'un maximum de données s'avèrent nécessaire pour tenter de comprendre le "pourquoi" d'un système karstique. Grâce aux méthodes d'analyses multivariées - dont l'auteur ne possédait malheureusement pas la maîtrise nécessaire - une étude globale du phénomène karstique apparaît désormais réalisable.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

- A -

AGUILAR J.P. et MICHAUX J. - 1983 - Le gisement à micromammifères du Mont Hélène (Pyrénées -Orientales): apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux - Implications stratigraphiques pour le Pliocène du sud de la France.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 19-31.

ALIMEN H. - 1963 - Considérations sur la chronologie du Quaternaire saharien.
Bull. Soc. géol. de France, (7), V, pp. 627-634.

ARTHAUD F., MATTAUER M. - 1972 - Présentation d'une hypothèse sur la genèse de la virgation pyrénéenne du Languedoc et sur la structure profonde du Golfe du lion.
C.R. Acad. Sc., Paris, 274, pp. 524-527.

ATKINSON T.C. - 1977 - Carbon dioxyde in the atmosphere of the unsaturated zone: an important control of ground-water hardness in limestones.
Karst Hydrogeology, Proc. of the 12th Int. Cong. (Huntsville), I.A.H., Memoirs, Vol. XII, The University of Alabama Press, pp. 489-490.

AVIAS J.V. - 1975 - Globotectonic control of perimediterranean karstic terrains main aquifers.
Karst Hydrogeology, Proc. of the 12th Int. Cong. (Huntsville), Alabama, I.A.H., 21-27 Sept. 1975. The University of Alabama Press, pp. 57-72, 12 fig., bibl.

- B -

BAKALOWICZ M. - 1979 - Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.
Thèse d'état, PARIS VI, 269 p..

BALBIANO D'ARAMENGO C., BERGERONE V., COSSUTA F. - 1977 - Karst du MONGIOIE (Italie): un exemple typique du karst de montagne.
Proceedings of the 7th Internat. Speleol. Congr., Sheffield.

BALLESIO R. - 1972 - Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien.
Thèse, Lab. Géol., Fac. Sc. Lyon, N° 53, 333 p.

BELLEVILLE L. - 1985 - Hydrogéologie karstique: géométrie, fonctionnement et karstogénése des systèmes karstiques des gorges de l'ARDECHE (ARDECHE, GARD).
Thèse 3ème Cycle, GRENOBLE, 228 p., 95 fig., 28 tabl..

BELLOSTAS J.M. - 1982 - Gestion simultanée des grandes retenues en vue du soutien d'étiage. Guide d'utilisation du programme de simulation de la gestion.
Rapport LHM 1/82, USTL, Montpellier.

BESSEDIK M. - 1983 - Le genre Buxus L. (Nagyipollis Kedves 1962) au Tertiaire en Europe occidentale: Evolution et implications paléogéographiques.
Pollen et Spores, Vol. XXV (1983), n° 3-4, pp. 461-486.

BESSEDIK M. - 1985 - Reconstitution des environnements miocènes des régions nord-ouest méditerranéennes à partir de la palynologie.
Thèse d'Etat. Faculté des Sciences, USTL, 162 p. + fig.

BESSEDIK M., AGUILAR J.P., CAPETTA H., MICHAUX J. - 1984 - Le climat du Néogène dans le sud de la France (Provence, Languedoc, Roussillon) d'après l'analyse des faunes (rongeurs sélaciens) et des flores polliniques.
Paléobiologie Continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 181-190.

BLANC J. - 1961 - Réflexions sur les anciens karsts de la Provence.
Bull. Musée Anthrop. Préhist., Monaco, Fasc. n°8, pp. 5-8.

BLANC J. - 1972 - Recherches sur les planchers stalagmitiques et les remplissages anciens des grottes du massif de Marseilleveyre (Marseille, Bouches-du-Rhône)
Bull. Musée Anthrop. Préhist., Monaco, Fasc. N°18, pp. 5-41 + Bibl.

BLANC J. - 1973 - Le paléo-karst de l'île de Pomègues et son remplissage (Pointe Roucas) - (Archipel du Frioul - Baie de Marseille)
Ann. Spéléol., 1973, 28, 3, pp. 375-378.

BLANC J. - 1976 - Recherches géologiques à la grotte de Saint-Marcel-d'Ardèche (Ardèche, France).
Géologie méditerranéenne, Tome III, n° 4, pp. 227-236.

BLANC J. et CHAMLEY H. - 1975 - Remplissages de réseaux karstiques à la grotte de St-Marcel-d'Ardèche (Ardèche, France).
Bull. de l'Assoc. Franç. pour l'Etude du Quaternaire, 1972-2, pp. 71-82.

BLANC J.J., MONTEAU R. - 1979 - Remplissages sédimentaires indurés dans le karst du massif des Calanques (Marseille).
Actes du Symposium International sur l'Erosion Karstique, A.I.S., Aix-en-Provence / Marseille / Nimes, pp. 105-116.

BLANC P.L., FONTUGNE M.R. et DUPLESSY J.C. - 1983 - The time transgressive initiation of boreal ice-caps: continental and oceanical evidence reconcilied.
Paleogeography - Paleoclimatology - Paleoecology, 42, 3/4, pp. 211-224.

BOISSIN J.P. - 1975 - Carte hydrogéologique des Cévennes, du Vivarais et de la vallée du Rhône entre Pont-Saint-Esprit et La Voulte (feuille 1 N de la carte du Languedoc-Roussillon au 1/200.000) - Notice explicative.
54 p. + 38 p. Ann.

BONIFAY E. - 1983 - Approche paléoécologique et paléoclimatique du Plio-Pléistocène méditerranéen.
Actes Coll. AGSO, Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit., N°34, pp. 187-198, 3 fig., 1 tabl.

BONNET A. - 1963 - Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes.
Bull. Soc. Géol. de France, (7), V, pp. 543-554.

BORNAND M. - 1978 - Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône.
Thèse d'Etat, USTL, 329 p. + 11 pl. h.t.

BOUSQUET Y. - 1984 - Coloration du ruisseau d'Imbours.
Rapport C.A.S.C., Saint-Montan, 07220 Viviers, 20 p.

BRAVARD Y. - **1963** - Le Bas-Dauphiné: Recherches sur la morphologie d'un piedmont alpin.
Thèse, Grenoble, ALLIER, 504 p.

BURGER A. - **1983** - Réponses provoquées du système karstique: interprétation des pompages d'essai.
Gaz - Eaux - Eaux usées, 63ème année, N° 9.

- C -

CABROL P. - **1978** - Contribution à l'étude du concrétionnement carbonaté des grottes du Sud de la France - Morphologie - Genèse - Diagenèse.
Mém. du C.E.R.H., (T. XII), Publ. C.E.R.G.A., 275 p.

CALLOT Y. - **1979** - A propos des plateaux ardéchois: karst, rapport fond-surface et évolution des paysages calcaires ou en roche perméable cohérente. Essai sur les paramètres influant dans la formation des paysages calcaires ou en roche perméable cohérente.
Thèse 3ème Cycle, Laboratoire de géographie physique zonale et d'étude des paysages en roche sédimentaire, U.E.R. Lettres et Sciences humaines, Université de REIMS.

CASTANY G. - **1968** - Prospection et exploitation des eaux souterraines.
DUNOD, Paris, 717 p.

CAVAILLE A. - **1970** - L'évolution des grottes au Quaternaire dans la France méridionale.
Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse, t. 106, fasc. 1 et 2, pp. 41-53.

CAVAILLET - **1974** - Essais de datation du karst dans le nord-est du Bassin Aquitain.
Mém. et Doc. Soc. Géol., Nouv. série, vol. 15, Phénomènes karstiques, t. II.

CHALINE J. - **1972** - Le Quaternaire: l'histoire humaine dans son environnement.
Edition DOIN, Paris, 338 p.

CLAUSON G. et ROBERT C. - 1983 - La sédimentation argileuse du Miocène supérieur continental dans le bassin de Cucuron / Basse-Durance (Provence, France): implications paléogéographiques.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, n° 2, pp. 205-224.

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, Fac. Sc. Univ. Montpellier, Mém. CERGH, t. III-IV, Fondation CERGA, 375 p., 72 fig., 28 tab., an. chim. et min., bibl., 16 pl. ph., 1 carte géol. h. t.

CORBEL J. - 1957 - Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires.
Thèse Doct. Lettres, Lyon, in: Revue Géogr. Lyon, publ. hors série, 541 p.

CORBEL J. - 1959 - Erosion en terrain calcaire: vitesse d'érosion et morphologie.
Ann. Géogr., 68, pp. 97-120.

COTILLON P., FERRY S., BUSNARDO B., LAFARGE D. et RENAUD B. - 1979 - Synthèse stratigraphique et paléogéographique sur les faciès urgoniens du sud de l'Ardèche et du nord du Gard (France S.E.).
Géobios, Mémoire spécial N°3, Lyon, pp. 121-139, 9 fig., 1 tabl.

COULET E. - 1975 - Morphologie des plaines et garrigues du Languedoc méditerranéen.
Thèse Doc. F. Lettres Géogr. Univ. Paul Valéry, MONTPELLIER, 5 tomes en 6 volumes, 2042 p., 177 fig., 17 ph., 1 carte au 1/750.000 h.t.

CRAVATTE J. et SUC J.P. - 1981 - Climatic evolution of North-Western Mediterranean area during Pliocene and early Pleistocene by pollen analysis and foraminifera of drill AUTAN 1: chronostratigraphic correlation.
Pollen et Spores, XXIII (2), pp. 247-258.

- D -

DAJOZ R., 1975 - Précis d'écologie.
GAUTHIER-VILLARS. PARIS. 3ème édition. 549 p.

DEBARD E. - **1988** - Le quaternaire du Bas-Vivarais d'après l'étude des remplissages d'avens, de porches de grottes et d'abris sous roche. Dynamique sédimentaire, paléoclimatologie et chronologie.
Docum. Lab. Géol. Lyon, n°103, 1988, 317 p., 125 fig., 13 tab., 11 pl.

DELANNOY J.J. - **1981** - Pour une cartographie morphologique du karst de profondeur.
Spelunca, N°4, Oct.-Déc. 1981, pp. 16-20.

DEMANGEON P. - **1960** - Données apportées par les transports minéraux sur l'évolution morpho-tectonique du Bas-Languedoc au Tertiaire.
Revue Géog. Phys. Géol. Dyn. (2), vol. VII, fasc. 3, pp. 149-157.

DEMARCQ G. - **1960** - Observations et hypothèses à propos des cailloutis élevés de St-Restitut (Drôme) et de la CAUNE (Alpilles, Bouches-du-Rhône).
Bull. Soc. Géol. France, Paris, Sér. 7, t. 2, pp. 741-746.

DEMARCQ G. - **1970** - Etude stratigraphique du Miocène rhodanien.
Th. Sc., Paris, N°4723 et Mém. BRGM N°61, 257 p., 56 fig., 4 pl., 4 tabl.

DEMARCQ G., BALLESIO R., RAGE J.C., GUERIN C., MEIN P. et MEON H. - 1983 - Données paléoclimatiques du Néogène de la vallée du Rhône (France).
Paleogeography - Paleoclimatology - Paleoecology - 42, 3/4, pp. 247-272.

DEPAPE G. - **1922** - Recherches sur la flore pliocène de la vallée du Rhône - Flores de Saint-Marcel-d'Ardèche et des environs de Théziers (Gard).
Ann. Sci. Nat. Bot., Paris, Sér. 10, t. 4, pp. 73-266, 15 pl., 45 fig.

DERRUAU M. - **1974** - Précis de géomorphologie.
Masson, Paris, 6ème Edition, 453 p., 171 fig., 62 pl. h. t.

DONZE P., LAFARGE D. - **1979** - **Evolution bathymétrique différentielle dans** le Barrémien inférieur de la région de Saint-Remèze (Ardèche).
Géobios, Mémoire spécial N°3, Lyon, pp. 141-148, 4 fig.

DREVET J. - **1979**(?) - Système de repérage de position topographique de galeries, microsismique et mesure de remplissage.
Note du Spéléo-Groupe Forez, 9 p. + fig.

DREW D.P. - 1974 - Quantity and rate of limestone solution on the eastern Mendip Hills, Somerset.
Trans. brit. cave. Res. Ass., 1, 2, pp. 93-100.

DROGUE C. - 1971 - Coefficient d'infiltration ou infiltration efficace sur les roches calcaires.
Actes du Coll. d'Hydrologie en pays calcaire, Ann. Scient. de l'Univ. de Besançon, Géologie, 3ème série, fasc. 15, pp. 121-131.

DROPPA A. - 1980 - On karst denudation research problematic.
Proc. of the 8th International Congress of Speleology, Volume 1, Ed. Barry F. Beck, Georgia Southwestern College (USA), p. 355.

DUPLESSY J.C. - 1972 - La géochimie des isotopes stables du carbone dans la mer.
Thèse, Univ. Paris VI.

— E —

EK C. - 1979 - Variations saisonnières des teneurs en CO_2 d'une grotte belge: le trou Joney à COMBLAIN-AU-PONT.
Ann. Soc. Géol. de Belg., t. 102, pp. 71-75.

ELMI S. - 1967 - Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche.
Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, N°19, fasc. 1, 2 et 3.

ERRE H. - 1977 - Contribution à l'étude de l'hydrogéologie des Corbières orientales karstiques et pseudo-karstiques et des émergences littorales des côtes calcaires du Languedoc-Roussillon.
Thèse de Spécialité (Géologie Appliquée), Sciences de la Terre,, CERGH, USTL, Montpellier, 213 p., 82 fig., tabl., bibl., ann. h. t..

— F —

FABRE G. - 1979 - Valeurs de l'érosion karstique actuelle dans le sud méditerranéen de la France.
Actes du Symposium International sur l'érosion karstique, U.I.S., Aix - Marseille - Nimes, pp. 287-290.

FABRE G. - 1980 - Les karsts du languedoc oriental: Recherches hydrogéomorphologiques.
Thèse Doct. Etat, Assoc. Franç. de Karstologie, Mém. N°2, 446 p. + 23 pl.

FABRE G. - 1981 - Dissolution spécifique actuelle dans les karsts du sud méditerranéen de la France.
Bull. Ass. Géogr. Franç., Paris, n° 482, pp. 3-8.

FERRY S. - 1979 - Les turbidites bioclastiques: mode de transport du sable calcaire des plate-formes urgoniennes à la cuvette vocontienne (SE de la France).
Géobios, Mém. Spéc. N°3, Lyon, pp. 149-158, 4 fig.

FURON R. - 1972 - Eléments de Paléoclimatologie.
Librairie VUIBERT, PARIS, 216 p.

- G -

GAMEZ P. - 19?? - L'analyse fréquentielle des formes de galeries.
Bull. Ligue Spéléo. Lorraine (Spéléo L), Karstologie, N°12, pp. 144-154.

GIMILIO R. - 1971 - Recherches phytoclimatiques et cartographie de la végétation sur le versant oriental du MASSIF CENTRAL français.
Thèse 3ème Cycle, U.S.T.L., MONTPELLIER.

GINESTY J.M. - 1980 - Recherche sur les rapports entre fracturation, karstification et écoulements souterrains: exemple des Causses du Larzac, du Comtal et du Quercy.
DEA, Lab. d'Hydrogéol., USTL, Montpellier, 17 p. + 26 fig. et bibl. h. t.

GOMBERT P. - 1986 - Etude hydrogéologique du système aquifère des sources de TOURNE (BOURG-ST-ANDEOL - ARDECHE). VII: Le réseau du GOUL DE LA TANNERIE dans le contexte karstique régional.
Rapport trimest. d'act. n°7, CERGA, MONTPELLIER, 13 p., 7 fig..

GRILLOT J.C. - 1979 - Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance.
Th. Doct. Etat Sc., Lab. Hydrogéol., USTL, Montpellier, 212 p., 54 pl. h. t.

GRILLOT J.C., GUERIN R. - 1975 - Tectonique, microtectonique et direction des écoulements souterrains: exemple de relations dans le bassin karstique du Haut-Vidourle (Gard - France).
Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn. (2), Paris, vol. XVII, fasc. 1, pp. 45-60.

GUARDIOLA J.M.J. - 1969 - Curso de Climatologia.
Publicacion. Serv. Meteo. Nacional, Serie B (textos), N°19, Madrid, 445 p.

GUERIN C. - 1983 - Grands mammifères marqueurs de l'environnement et des climats du Villafranchien d'Europe occidentale - Méthodologie et résultats.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 287-299.

GUERIN R. - 1973 - Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels: le Bas-Vivarais calcaire.
Th. 3ème Cycle, Tectonophysique, U.S.T.L. Montpellier, 105 p. + bibl. et ann.

- H I J K -

HAKIM B. - 1984 - Nouvelle approche pour l'évaluation de la dissolution spécifique.
Karstologia, n° 4, p. 56.

HOCHULI P.A. - 1983 - Correlation of middle and late tertiary sporomorph assemblages.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, n°2, pp. 301-314.

ISPHORDING W.C. - 1977 - Geomorphic evolution of tropical karst terranes.
Proc. of the 12th Int. Cong. on Karst Hydrology, Huntsville (Alabama), USA, pp. 115-130.

JAKUCS L. - 1977 - Morphogenetics of karst regions - Variants of karst evolution.
ADAM HILGER, BRISTOL, 284 p.

JULIAN M., NICOD J. - 1984 - Paléokarsts et paléo-géomorphologie néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes.
Karstologia, N°4, pp. 11-18.

KIRALI L. et MULLER I. - 1979 - Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques.
Bull. Centre Hydrogéol., NEUCHATEL, N°3, pp. 237-285, 6 tabl., 9 fig., bibl.

KLEIJN H.F.W. - 1976 - WATERCHEMIE.
3 volumes, Université de DELFT (NL).

- L -

LABEYRIE J., DUPLESSY J.C., DELIBRIOS G. et LETOLLE R. - 1967 - Etude des températures des climats anciens par la mesure de l'oxygène 18, du carbone 13 et du carbone 14.
Radioactive dating and methods of low lever counting - Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 153 -160.

LABROUSSE B. - 1977 - Altérations des terrasses anciennes de l'Ardèche.
Thèse de Doct. de Spéc. en Géol., Université de Provence, 134 p.

LAFARGE D. - 1978 - Etude géologique du Plateau de St-Remèze, Ardèche. Stratigraphie - Sédimentologie - Tectonique.
Th. Doct. Spéc. 3ème Cycle, Sc. de la Terre, LYON. 119 p. + ann. + 2 cartes.

LANG S. - 1977 - Relationship between world-wide karstic denudation (corrosion) and precipitation.
Proceedings of the 7th Int. Speleol. Congress, Sheffield, pp. 282-283.

LAVILLE H., TURON J.L., TEXIER J.P., RAYNAL J.P., DELPECH F., PAQUEREAU M., PRAT F, DEBENATH A. - 1983 - Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine et du golfe de Gascogne au Pléistocène supérieur depuis le dernier interglaciaire.
Actes Coll. AGSO,, Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bass. Aquit., N°34, pp. 219-241, 5 tabl.

LEPILLER M. - 1982 - La capacité de stockage dans la zone non saturée des aquifères karstiques. Estimation et conséquence pour la localisation de la dissolution dans les systèmes.

LHM - 1977 - Modèle de gestion simultanée, en vue du soutien des étiages, des grandes retenues prévues dans l'amènagement du bassin de la Loire. 1: Procédures envisagées pour la modélisation.
Rap. N°22/77, Div. Aménag. et Gest. Hydrol., LHM, USTL, Montpellier, 14 p.

- M -

MAIGNIEN R. - 1959 - Les sols subarides au SENEGAL.
L'Agronomie Tropicale, 5, pp. 536-571.

MANGIN A. - 1975 - Contribution à l'étude hydrodynamique des karsts.
* Première partie: Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées.
Ann. Spéléol., 1974, 29-3, pp. 283-332.

* Deuxième partie: Concepts méthodologiques adoptés. Systèmes karstiques étudiés.
Ann. Spéléol., 1974, 29-4, pp. 495-601.

* Troisième partie: Constitution et fonctionnement des aquifères karstiques.
Ann. Spéléol., 1975, 30-1, pp. 21-124.

MANGIN A. - 1982 - Mise en évidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques.
3ème Colloque d'Hydrologie en Pays Calcaire, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, Mémoire N°1, pp. 159-172.

MASSE J.P. - 1976 - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien - Aptien inférieur). Stratigraphie - Paléontologie - Les Paléoenvironnements et leur évolution.
Thèse d'Etat, Aix-Marseille II, (C.N.R.S. A.O. 12390).

MAZELLIER R. - 1971 - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des terrains crétacés du BAS-VIVARAIS.
Thèse de 3ème Cycle, U.S.T.L., MONTPELLIER.

MEIN P. - **1983** - Composition quantitative des faunes de mammifères du Miocène moyen et supérieur de la région lyonnaise.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 359-362.

MEON-VILAIN H. - **1970** - Palynologie des formations miocène supérieur et pliocène du bassin du Rhône (france).
Thèse Sc. Nat., Lyon, N°663, 150 p., 51 fig., 15 pl., 17 tab.

MICHOU J. - **1940.a** - A propos de la formation du bassin hydrographique de l'Ardèche.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 61-62.

MICHOU J. - **1940.b** - Observations sur les terrasses et niveaux d'érosion de la vallée de l'Ardèche.
Bull. Soc. Géol. Fr., pp. 71-73.

MILLER A.A. - **1966** - Climatologia.
3ème ed., Omega, Barcelona, 379 p.

MOINEREAU J. - **1966** - Etude des sols et paléosols du BAS-VIVARAIS.
Thèse de 3ème Cycle, Géodynamique Externe, U.S.T.L., MONTPELLIER.

MOLINIER R., VIGNES P. - **1971** - Ecologie et biocénotique: Les êtres vivants, leurs milieux, leur communauté. L'environnement.
DELACHAUX et NIESTLE, PARIS, 457 p..

MORAVETZ S. - **1965** - Zur Frage der Dolinenverteilung und Dolinenbildung in Istrischen Karst.
PETERMANNS GEOGR. MITT., 109, pp. 161-170.

- N P -

NICOD J. - **1967** - Recherches morphologiques en Basse Provence calcaire.
Thèse, GAP, Imprimerie LOUIS-JEAN, 559 p.

NICOD J. - 1975 - Variations du CO_2 dans les sols.
Karst processes and relevant landforms, Proc. Of the Int. Sympos. on standardization of field research methods of karst denudation LJUBLJANA, 1-5 September, Ivan Gams Ed.

PASCAL H. - 1970 - Contribution à l'étude hydrogéologique de la bordure karstique sous-cévenole (de Saint-Paul-le-Jeune au plateau des Coirons). *Thèse 3e Cycle, CERH, USTL, Montpellier, 70 p. + 31 pl. et bibl. h. t.*

PASCAL M., ELMI S., BUSNARDO R., LAFARGE D., TRUC G. - 1982 - Notice de la carte géologique de la FRANCE au 1/50.000: feuille de BOURG-ST-ANDEOL. *Service Géologique Régional, BRGM, Lyon.*

PIC J. - 1979 - Morphotectonique et bilan néotectonique dans la moyenne vallée du Rhône (Rive droite). Thèse de 3e Cycle, Univ. de PROVENCE, AIX-MARSEILLE II.

POSSELDT H. - 1913 - Landeskundlischer Abriss des Niederlanguedoc zwischen Rhône und Hérault. *Diss, Bonn, Allemagne.*

- R -

RAT P., PASCAL A. - 1979 - De l'étage aux systèmes bio-sédimentaires urgoniens. *Géobios, Mémoire Spécial N°3, Lyon, pp. 389-399, 4 fig.*

RAYNAL R., TRICART J. - 1963 - Comparaison des grandes étapes morphogénétiques du Quaternaire dans le Midi méditerranéen français et au Maroc. *Bull. Soc. Géol. de France, (7), V, pp. 587-596.*

RENAULT P. - 1985 - Historique de l'étude du CO_2 souterrain atmosphérique et karstique et applications pratiques. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, t. 108, pp. 233-238.*

ROIRON P. - 1983 - Les macroflores messiniennes de Méditerranée nord-occidentale et la crise de salinité. *Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 415-422.*

ROQUES H. - 1962 - Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. (3e mémoire), Ann. Spéléol., XVII, fasc. 3.

ROQUES H., EK C. - 1973 - Etude expérimentale de la dissolution des calcaires par une eau chargée de CO_2. *Ann. Spéléol., 28, 4, p. 549-563.*

— S —

SAVICKI L.V. - 1909 - Ein Betrag zum geographischen zyklus im Karst.
Geogr. Zeitschr.

SCHOELLER H. - 1962 - Les eaux souterraines: Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources.
MASSON, PARIS, 642 p., 187 fig..

S.E.C.M.A.P.P. - 1984 - Etude hydrogéologique du réseau karstique des gouls de TOURNE. Rapport définitif.
S.I.V.O.M. de BOURG-SAINT-ANDEOL (SECMAPP, Agence Sud-est, ROYNAC, 26430 PUY-St-MARTIN), 22 p. + 25 pl. et Ann. h. t.

S.E.R.A.H.V. - 1984 - Bulletin annuel de la Société d'Etudes et de Recherches Archéologiques et Historiques de Vagnas (Ardèche).
N°18, juin 1984, 32 p., fig., bibl., tabl.

SHACKLETON N.J., BACKMAN J., ZIMMERMAN H., KENT D.V., HALL M. A., ROBERTS D.G., SCHNITKER D., BALDAUF J.G., DESPRAIRIES A., HOMRIGHAUSEN R., HUDDLESTUN P., KEENE J.B., KALTENBACK A.J., KRUMSIEK K.A.O., MORTON A.C., MURRAY J.W., WESTBERG-SMITH J. - 1984 - Oxygen isotope calibration on the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region.
Nature, vol. 307, pp. 620-623.

SHUSTER E.T., WHITE W.B. - 1971 - Seasonal fluctuation in the chemistry of limestone springs: a possible means for characterizing carbonate aquifers.
J. Hydrol. 14, pp. 93-128.

SITTLER C. - 1965 - Le Paléogène des fossés rhénan et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques.
Mém. Serv. Carte Géol. Alsace - Lorraine, Strasbourg, N° 24, 392 p.

SUC J.P. - 1982 - Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pléistocène en Méditerranée nord-occidentale.
CR. Acad. Sc. Paris, sér. 2, 294, pp. 1003-1008.

SUC J.P. - 1985 - Evolution de la végétation et du climat des régions méridionales d'Europe occidentale au Pliocène et au Pléistocène inférieur d'après l'analyse pollinique. Relations avec l'Europe du Nord.
Bull. Soc. Belge de Géologie, t. 94, fasc. 1, pp. 41-44.

SWEETING M.M. - 1972 - Karst landforms.
MACMILLAN, London, 362 p.

- T -

TERMIER H. et G. - 1959 - Evolution et paléogéographie.
ALBIN MICHEL, PARIS, 254 p.

TEXIER J.P., RAYNAL J.P., LAVILLE H., PAQUEREAU M.M., PRAT F., DEBENATH F., DELPECH F. - 1983 - Histoire paléoclimatique de l'Aquitaine du Pléistocène ancien au dernier interglaciaire.
Actes Coll. AGSO, Bordeaux, Mai 1983, Bull. Inst. Géol. Bass. d'Aquit., N°34, pp. 207-217, 1 fig., 1 tabl.

THOMAS A. - 1969 - Le plateau de St-Remèze. Essai de géomorphologie karstique.
Travaux d'Etudes et de Recherches, Institut de Géographie Alpine, Fac. Sciences et Lettres Humaines, Grenoble, 47 p. + ann.

TORCAPEL A. - 1882 - Sur l'urgonien du Languedoc.
Bull. Soc. Géol. France, XI, 3, pp. 72-77.

TREBUCHON J.C. - 1956 - Etudes spéléologiques de la basse Ardèche.
Ann. de Spéléo., t. XI, fasc. 1 et 2, pp. 27-62.

TROMBE F. - 1952 - Traité de Spéléologie.
PAYOT, Paris, 376 p., 120 fig.

- V W Z -

VERGNAUD-GRAZZINI C. - 1983 - Major cenozoïc climatic changes: the stable isotope record of marine carbonates in the world ocean - A review.

VERMEIJ P.B. - 1937 - L'évolution morphologique du bassin de l'ARDECHE.
UTRECHT.

VERREZ P. - 1985 - Contribution à l'étude des dépôts carbonatés de l'aqueduc romain du Pont-du-Gard.
DEA, Sc. de l'Eau et Aménagement, LHM, USTL, Montpellier, 72 p. + Ann.

WILDBERGER A. - 1984 - Karst du RAWYL (Hautes-Alpes calcaires helvétiques, Suisse occidentale). Matières dissoutes et en suspension emportées par les sources.
Karstologia, N° 4, pp. 29-34.

WILLAMS P.W. - 1963 - An initial estimate of the speed of limestone solution in County Clare.
Irish geogr., 4 (6), pp. 432-444.

ZAGWIJN W.H. et SUC J.P. - 1983 - Palynostratigraphie du Plio-Pléistocène d'Europe et de Méditerranée nord-occidentales: corrélations chrono-stratigraphiques, histoire de la végétation et du climat.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N° 2, pp. 475-483.

BIBLIOGRAPHIE.

- A -

AMBERT M. et P., COULET E., FABRE G., GUENDON J.L., NICOD J., ORENGO C. - 1978 - Le Causse de Blandas (Gard): Présentation d'une carte géomorphologique au 1/25.000.
Méditerranée, N° 1 et 2, pp. 3-21.

ANDRE H. - 1960 - Méthode chimique de dilution - Procédé par intégration.
Mémoires et Travaux de la S.H.F., La Houille Blanche, N° spécial B.

ARNAUD H. - 1979 - Caractères sédimentologiques et paléogéographiques du haut-fond du Vercors méridional (sud-est de la France); le problème des corrélations séquentielles haut-fond/bassin.
Géobios, Mémoire spécial N°3, Lyon, pp. 103-119, 5 fig., 1 pl.

ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., CHAROLLAIS J., CONRAD M.A., COTILLON P., FERRY S., MASSE J.P., PEYBERNES B. - 1979 - Paléogéographie des calcaires urgoniens du sud de la france.
Géobios, Mémoire spécial N°3, Lyon, pp 363-383, 7 fig.

ARTHAUD F., OGIER M., SEGURET M. - 1980 - Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure Nord.
Bull. BRGM, Sect. I, N°3, 1980-81, pp. 175-193, 8 fig., 2 tabl., 5 pl. h. t.

AVIAS J. - 1970 - Sur la détection qualitative et quantitative des affluences et des effluences internes dans un système karstique par l'utilisation de traceurs.
Publ. CERH, pp. 71-76.

AVIAS J. - 1973 - Sur l'utilisation des traceurs en hydrogéologie karstique.
1: Rapport général (9 p.) et 2: Bibliographie (53 p.)
Publ. DGRST - CERGH

AVIAS J., DROGUE C., DIJON R., PALOC H., SALVAYRE H., VERDEIL P. - 1964 - Documents sur l'hydrogéologie karstique en territoire péri-méditerranéen.
Mémoires du CERH, Tome I.

AVIAS J., DUBOIS P. - 1963 - Sur la nappe aquifère des karsts barrés par failles du Bas-Languedoc.
Spelunca, Mémoires N°3, pp. 68-72.

- B -

BALAZUC D.J. - 1955 - Inventaire des grottes du Bas-Vivarais.
Biblioth. Univ., Lyon, 150 p., 80 fig.

BARBIER J.L. - 1971 - Tectonique et circulations karstiques dans le Vercors méridional (Drôme). Influence des phases tectoniques superposées sur les axes de circulation.
C. R. Ac. Sc., Paris, t. 273.

BAUDRIN B. - 1981 - Introduction à la recherche des relations existant entre la fracturation de la partie orientale du synclinal de Villefranche et le développement du réseau d'EN GORNER (P.-O.).
DEA, USTL, Montpellier, 40 p. + Annexes.

BAUER F. - 1980 - Karsthydrologische Untersuchungen mit natürlichen und künstlichen Tracern im Neuenburger Jura (Schweiz).
Steirische Beiträge zur Hydrologie, Graz.

BAULIG H. - 1934 - Sur les surfaces d'aplanissement du Bas-Rhône. Etude morphologique.
Paris, Armand Colin Edit., 575 p.

BAULIG H. - 1963 - Sur les surfaces d'aplanissement du Bas-Rhône.
Ann. Géogr., t. 43, pp. 636-640.

BEAULIEU (DE) J.L., REILLE M. - 1984 - The pollen sequence of Les Echets (France): a new element for the chronology of the upper Pleistocene.
Géogr. Phys. et Quaternaire, vol. XXXVIII, N°1, pp. 3-9.

BIROT P. - 1954 - Problèmes de morphologie karstique.
Ann. de Geogr., p. 161.

BIXIO R. - 1977 - Tectonic caves in soluble rocks: comparison of morphological features.
Proceedings of the 7th Internat. Congr., Sheffield, pp. 47-50.

BLANC J.J. - 1964 - Recherches sur les sédiments argileux des grottes dans le sud-est de la France.
Bull. Mus. Anthrop. Préhist., Monaco, N°11, pp. 5-35.

BLANC J.J. - 1985 - Phases d'effondrement aux grottes préhistoriques: du Würm à l'Holocène dans le Midi de la France.
Karstologia, N°6, 2e semestre, pp. 21-28, 8 fig., bibl.

BLANC J.J. - 1987 - Discrimination des phases d'éboulement dans quelques cavernes préhistoriques (Midi de la France).
Bull. Mus. Anthrop. Préhist., Monaco, N°30, pp. 27-41, 7 fig., bibl.

BLANC J.J., MONTEAU R. - 1983 - Essai sur l'analyse des cavités karstiques du massif de Marseilleveyre et des archipels de Riou et du Frioul (Marseille).
Karstologia, N°1, 1er semestre, pp. 55-60, 7 fig., 4 tabl., bibl.

BLAVOUX B, MUDRY J. - 1983 - Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques.
Hydrogéologie - Géologie de l'Ingénieur, 4, pp. 269-278, 8 fig.,1 tabl.

BOCKER T. - 1977 - Calculating the permeability of karstic fissured rocks by assumption of an elliptical potential field around the well.
Proc. of the 7th Int. Speleol. Congr., Sheffield, pp. 50-53.

BONIFAY E. - 1962 - Les sédiments détritiques grossiers dans les remplissages des grottes - Méthode d'étude morphologique et statistique.
L'Anthr., t. 60, n° 5-6, pp. 447-461.

BOUILLIN O., FLANDRIN J., FORKASIEWICZ J., PALOC H., POITRINAL D. - 1973 - Contribution à la connaissance hydrodynamique d'un réservoir aquifère calcaire d'après l'exemple fourni par la fontaine de Vaucluse.
2e Coll. Internat. sur les eaux souterraines, Palerme (I), 28-30 Avril 1973 et B.R.G.M. 73 SGN 205 AME.

BOURDIER F. - 1965 - Tableau de corrélations relatives au Pliocène et au Quaternaire ancien (France et régions voisines).
C.R. Somm. Soc. Géol. Fr., Fasc. 4, p. 328.

BOZONAT J.P. -1980 - Infiltration et circulation des eaux dans les calcaires fissurés. Hydrogéologie et bilan hydrique du secteur septentrional du massif de la Chartreuse.
Th. de Doctorat de Spécialité, Géologie Appliquée, Option Hydrogéologie. USM, Grenoble, 353 p. + bibl. et ann. h. t.

- C -

CAILLEUX A. - 1963 - Datation absolue des principales industries préhistoriques.
Bull. Soc. Géol. de France (7), V, pp. 409-413.

CAVAILLE A. - 1970 - Les argiles des grottes. Introduction à l'étude des sédiments souterrains.
Ann. de Spéléo., CNRS, t. XV, f. 2, pp. 283-400.

CHAUVE P., BLAVOUX B., MIGNOT C., MUDRY J. - 1982 - Les éléments chimiques extérieurs au système karstique indicateurs de la qualité des eaux de réserve des calcaires jurassiens.
3ème Coll. d'Hydrol. en Pays Calc., Ann. Scient. de l'Univ. de Besançon, Géologie, Mémoire N°1, pp. 23-38.

CHERY J.L., LELONG F., LEPILLER M. - 1982 - Impact des apports de la Loire sur la qualité des eaux du système karstique de Beauce sous le Val d'Orléans. II: Aspects hydrodynamiques et hydrochimiques.
3ème Coll. d'Hydrol. en Pays Calc., Ann. Scient. de l'Univ. de Besançon, Géologie, Mémoire N°1, pp. 47-64.

CHOPPY J. - 1971 - Observations sur la statistique des cavités dans le Jura.
Actes du Coll. d'Hydrol. en Pays Calc., Ann. Scient. de l'Univ. de Besançon, Géologie. 3ème Série, fasc. 15, pp. 341-344.

CHRISTOPHER N.S.J. - 1977 - The relative concentration of sodium to potassium in karst and allogenic waters.
Proc. of the 7th Internat. Spéléol. Congr., Sheffield, pp. 110-114.

CIRY R. - 1959 - Les grottes cutanées.
Ann. de Spéléo., fasc. 13, pp. 23-31.

COLO G., FABRE G. - 19?? - Etude géologique du pays crétacé situé entre les Coirons et St-Remèze (07).
Rapport Géologique à la SNPA, N°331, Inédit.

COMBEMOREL R., 1985 - Complément au rapport géologique préliminaire sur le forage dans le réseau karstique de TOURNE (BOURG-ST-ANDEOL, ARDECHE).
Rapport du Géologue Agréé, Université CLAUDE BERNARD, LYON.

CORNET C. - 1965 - Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène.
Thèse Sc., Paris et Mém. Soc. Géol. France, Nouv. Série, t. XLIV, fasc. 2, N°103, 252 p., 11 pl.

CORRA G. - 1973 - Le rôle de la stratification dans la formation des cavernes.
Actes du COLL. de Karstologie et de Spéléologie du 24 au 29/09/73, Institut de Géographie, Aix-en-Provence, pp. 70-81.

COULET E., FABRE G., RENAULT P., CALLOT Y. - 1979 - Compte-rendu de l'excursion du 13 et 14/09/79 dans le Languedoc, le Bas-Vivarais calcaire, les hautes garrigues de l'Hérault et le Causse du Larzac oriental (pp. 255-286).

CVIJIC J. - 1919 - Hydrologie souterraine et évolution morphologique du Karst.
Trav. Inst. Géogr. Alpine, Grenoble, VI, 4.

- D -

DELANNOY J.J. - 1981 - Le Vercors septentrional.
Thèse 3ème Cycle, Grenoble, 1 Vol., 517 p. + Atlas 68 pl.

DEMANGEON P. - 1960 - Données apportées par les transports minéraux sur l'évolution morpho-tectonique du Bas-Languedoc au Tertiaire.
Revue Géog. Phys. Géol. Dyn. (2), vol. VII, fasc. 3, pp. 149-157.

DESCHAMPS J.M. - 1984 - Perspectives d'une recherche en vue du captage des eaux souterraines. Renforcement du réseau d'adduction d'eau communal. Commune de Vallon-Pont-D'Arc (ARDECHE). Etude hydrogéologique.
Rapport CGE, Valence, 22 p. + ann.

DILUCA C. - 1974 - Carte hydrogéologique de la région des garrigues au 1/200.000 (Feuille N°1 de la carte hydrogéologique du Languedoc-Roussillon). Notice explicative.
45 p. + 48 p. ann., 2 cartes h. t.

DODGE D. - 1983 - Répartition quantitative des phénomènes karstiques superficiels et souterrains en fonction de la lithologie sur le Causse Comtal (Aveyron, France).
Karstologia, N°1, p. 25.

DROGUE C. - 1963 - Méthode de détermination de la capacité de rétention par fissures et microporosité des massifs karstiques à partir des variations saisonnières des données hydrométriques.
C. R. Ac. Sc., Paris, t. 256, pp. 5377-5379.

DROGUE C. - 1969 - Résultat des études menées sur le bassin témoin de Saugras.
Rapport CERH-CERGA, Tome I, 82 p.

DUBOIS P. - 1964 - Les circulations souterraines dans les calcaires de la région de Montpellier.
Bull. BRGM, N°2, pp. 1-31.

DUBOIS P. - 1969 - Sur la morphologie et l'évolution souterraine de la région calcaire nord-montpelliéraine.
Revue de Géographie des Pays Méditerranéens, N°7.

DUREPAIRE P. - 1985 - Inventaire et étude géologique, hydrologique et géomorphologique détaillés des cavités naturelles du bassin d'alimentation de la source du Lez, Hérault.
DES, USTL, Montpellier, Mém. CERGH, t. XXV, 196 p. + Atlas 33 cartes h. t.

- E F -

ENJALBERT H. - 1968 - La genèse des reliefs karstiques dans les pays tempérés et dans les pays tropicaux.
Phénomènes karstiques, Ed. FENELON, CNRS, 4, pp. 295-327.

ESTIENNE P., GODARD A. - 1970 - Climatologie.
Ed. Armand Colin, Collection U, Paris, 365 p.

FABRE G. - 1972 - Le problème du Gard souterrain et de la grotte de Paques dans les garrigues nimoises.
Spelunca, Bull. N°1, pp. 14-15.

FABRE G. - 1973 - Les écoulements actuels dans un karst du bassin du Gard: le MALGLOIRE-LENS. Essai de mise au point.
Méditerranée, N°3, pp. 67-80.

FABRE G. - 1973 - Observations géologiques dans le canyon inférieur du Gardon.
Bull. Soc. Etu. Sci. Nat., Nîmes, t. 53, pp. 73-76.

FABRE G. - 1974 - Caractères hydrogéomorphologiques du karst des garrigues septentrionales du Gard.
Ann. Spéléol., 29, 1, pp. 27-39.

FABRE G. - 1975 - Modelé des versants calcaires des gorges du Gardon (Bas-Languedoc oriental - France).
Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéens, Aix-en-Provence, CEGERM, vol. V, pp 9-13.

FABRE G. - 1976 - Influence des roches sur la karstification en Languedoc oriental.
Etudes vauclusiennes, N°XVI, Départ. d'Hist. et de Géogr., Fac. Lettres et Sciences Humaines, Avignon, pp. 9-14.

FABRE G. - 1976 - Recherches nouvelles sur les relations entre la fracturation et la karstification en Languedoc.
Méditerranée, GAP, 27 (4), pp. 87-89.

FABRE G. - 1977 - Erosion cryptokarstique actuellement active dans le sud de la France.
Proc. of the 7th Internat. Speleo. Congr., Sheffield, pp. 183-184.

FABRE G. - 1977 - Niveaux de base actuels dans les trois principaux canyons du Languedoc oriental: l'Ardèche, la Cèze et le Gard.
Bull. Assoc. Géol. Franç., Paris, N°445-446, pp. 237-245.

FABRE G. - 1977 - Sur quelques caractères physico-chimiques d'eaux karstiques languedociennes et leur influence dans la géomorphogénèse actuelle.
NOROIS, N°95 bis, pp. 65-73.

FABRE G. - 1978 - Signes spéléologiques conventionnels.
CERGH, Mémoire N°14, Ed. CERGA, 44 p.

FABRE G. - 1981 - Sur la morphogénèse pléistocène et holocène des canyons périphériques orientaux des Grands Causses.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XII, N°1, pp. 195-220.

FABRE G. - 1984 - Hydrogéologie karstique des gorges de l'Ardèche et de leurs marges.
Méditerranée, N°3, pp. 71-77.

FABRE G., GUYOT J.L. - 1984 - Première série continue de jaugeages sur la fontaine de Nîmes (Gard). Données et interprétations des principaux résultats.
Travaux ERA 282, CNRS, N°XIII, pp. 66-78.

FABRE G., NICOD J. - 1977 - Variations de l'agressivité des eaux de sources karstiques provençales.
Proc. of the 7th Internat. Speleol. Congr., Sheffield, pp. 184-186.

FABRE G., NICOD J. - 1978 - Niveaux de base actuels dans les principaux canyons du Languedoc oriental et des Plans de Provence.
Int. J. Speleol., 16, pp. 279-290.

FAILLAT J.P. - 1972 - Contribution à l'étude des circulations souterraines dans les formations carbonatées du haut bassin de l'Agly (Ruissellement souterrain et nappes karstiques).
CERGH, USTL, Montpellier, 219 p., 78 fig, tabl.

FLEYFEL M. - 1979 - Etude hydrologique, géochimique et isotopique des modalités de minéralisation et de transfert du carbone dans la zone d'infiltration d'un aquifère karstique: le BAGET (Pyrénées Ariègeoises).
Th. de Docteur-Ingénieur, Paris VI, 221 p.

FORTI F. - 1979 - Proposta di classificazione pratica delle morfologie carsiche epigee (Studi sul carso Triestino).
Atti e Memorie, 19, pp. 65-71.

- G -

GALABOV M. - 1972 - Sur l'expression mathématique des hydrogrammes des sources et le pronostic du débit.
Bull. BRGM (2), Section III, N°2, pp. 51-57, 5 fig.

GEOBIOS - 1979 - L'Urgonien des pays méditerranéens.
Coll., Grenoble, Sept. 1979, Gr. Fr. du Crétacé, Mém. Spécial, N°3, Lyon.

GEORGE P. - 1933 - Les surfaces d'aplanissement dans la région du Bas-Rhône.
Ann. Géogr., t. 42, pp. 477-488.

GEORGE P. - 1943 - Essai de synthèse de l'histoire morphologique du Bas-Rhône et du Bas-Languedoc au Pliocène et au Quaternaire.
Etudes Rhodaniennes, XVIII, pp. 183-189.

GEZE B. - 1960 - L'évolution karstique (creusement, remplissage clastique, concrétionnement) dans ses rapports avec les alternances climatiques quaternaires.
E. Soc. Spéléo. Ital., Mém. V, t. I, pp. 111-126.

GEZE B. - 1974 - Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur.
Mém. et Doc., N^v. Sér., vol. 15, Phénomènes Karstiques, t. II, pp. 195-207.

GEZE B. - 1979 - Guide géologique régional: Languedoc méditerranéen, Montagne Noire.
Ed. Masson, Paris, 191 p.

GILLY E. - 1984 - Recherches sur le creusement et la stabilité des grands volumes karstiques souterrains.
Th. 3ème Cycle, Univ. de Provence, Aix-Marseille, 2 tomes, 287 p., 125 fig.

GINESTY J.M., GUYOT J.L. - 1981 - Analyse statistique des galeries des réseaux karstiques des Causses et des Garrigues.
Actes du Coll. de Seyssins sur le Karst, Spelunca, Mém. N°11, pp. 63-73.

GIROU A., ROQUES H. - 1972 - Etude expérimentale de la cinétique de précipitation des carbonates de calcium.
Ann. Spéléol., t. 27, Fasc. 2.

GOACHET E. - 1978 - Carte hydrogéologique au 1/200.000. Feuille N°3. Région montpelliéraine entre Hérault et Rhône.
Notice 144 p., 31 pl., Bibl. + Ann. + 1 carte coul. h. t.

GOMBERT P. - 1983 - Amélioration du captage des eaux de la GOULE DE LA TANNERIE (source de la TOURNE) pour l'alimentation en eau potable du S.I.V.O.M. de BOURG-ST-ANDEOL (ARDECHE). Rapport préliminaire sur les circulations souterraines et superficielles du plateau de SAINT-REMEZE et de ses abords.
Rapport CERGA, Août 1983, MONTPELLIER, 27 p., 6 fig., 4 cartes.

GOMBERT P. - 1984/1986 - Etude hydrogéologique du système aquifère des sources de TOURNE (BOURG-ST-ANDEOL - ARDECHE).

I. Présentation du secteur d'étude et premiers résultats physico-chimiques.
Rapport trimest. d'act. n°1, CERGA, 13 p., Avril 1984, MONTPELLIER.

II. Les paramètres physico-chimiques des eaux du plateau de SAINT-REMEZE.
Rapport trimest. d'act. n°2, CERGA, 9 p., Juillet 1984, MONTPELLIER.

III. Interprétation des données hydrodynamiques.
Rapport trimest. d'act. n°3, CERGA, 9 p., Décembre 1984, MONTPELLIER.

IV. Interprétation des données physico-chimiques relatives au pompage du 20 au 30 Septembre 1984.
Rapport trimest. d'act. n°4, CERGA, 14 p., Janvier 1985, MONTPELLIER.

V. Suivi physico-chimique d'un petit épisode de crue sur les exurgences de TOURNE.
Rapport trimest. d'act. n°5, CERGA, 8 p., Juin 1985, MONTPELLIER.

VI. Etude hydrogéologique de l'exutoire de l'évent de RIVES et de son impluvium d'alimentation.
Rapport trimest. d'act. n°6, CERGA, 8 p., Juillet 1985, MONTPELLIER.

VII. Le réseau du GOUL DE LA TANNERIE dans le contexte karstique régional.
Rapport trimest. d'act. n°7, CERGA, MONTPELLIER.

- K L -

KIRALY L. - 1969 - Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés.
Eclogae Geol. Helv., vol. 62/2, pp. 613-619.

KULLMAN E. - 1982 - Particularités du régime d'écoulement des eaux souterraines de karst fortement développé.
3ème Coll. d'Hydrol. en Pays Calcaire, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, Mémoire N°1, pp. 143-146.

LABRELY, 1927 - Revue du VIVARAIS.

LAGARDE (DE) J. - 1983 - Initiation à l'analyse des données.
DUNOD, Paris. 158 p.

LEGRAND L., POIRIER G., LEROY P. - 1981 - Les équilibres carboniques et l'équilibre calco-carbonique dans les eaux naturelles - Etude graphique - Utilisation de calculatrices.
EYROLLES, Paris, 176 p.

LESQUER A. - 1972 - Mise en évidence de directions de fracturation par méthodes éléctriques (région de Saint-Marcel-d'Ardèche).
DEA, USTL, Montpellier.

LOUIS C. - 1974 - Introduction à l'hydraulique des roches.
Bull. BRGM. (2), III, 4, pp. 348-353.

LUMLEY (DE) H. - 1965 - Evolution des climats quaternaires d'après le remplissage des grottes de Provence et du Languedoc méditerranéen.
Bull. de l'Assoc. Franç. pour l'Etude du Quataernaire, t. 2, pp. 165-170.

LUMLEY (DE) H. - 1972 - La grotte moustérienne de l'Hortus (Valflaunès, Hérault).
Etudes du Quaternaire, Mémoire N°1, Lab. de Paléontologie Humaine et de Préhistoire, Univ. de Provence, Marseille.

- M -

MANGIN A. - 1971 - Sur la notion d'exsurgence et de résurgence à partir de travaux récents d'hydrodynamique dans les karsts.
Actes du Coll. d'Hydrol. en Pays Calcaire, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, 3ème Série, fasc. 15, pp. 1-5.

MANGIN A. - 19?? - Note d'application sur les méthodes de traitement des données hydrologiques des karsts.
SPELEO L, Bull. de la Ligue Spéléo. de Lorraine, N°12, pp. 45-52.

MASSE J.P. - 1975 - Les constructions à Madrépores des calcaires urgoniens (Barrémien - Bédoulien) de Provence (Sud-est de la France).
Symposium intenational sur les coraux et récifs coralliens fossiles, Paris, Mémoires du BRGM, N°89, Septembre 1975, pp. 322-335.

MATHEY P., SIMEONI G.P. - 1971 - Méthode de calcul du débit chimique. Application à une source karstique.
Actes du Coll. d'Hydrol. en Pays Calcaire, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, 3ème Série, fasc. 15, pp. 177-192.

MBA MPONDO - 1971 - Contribution à l'étude des variations des teneurs en chlore des eaux souterraines de quelques karsts de la région languedocienne.
Thèse 3ème Cycle, USTL, Montpellier, 86 p., 25 pl.

MISKOVSKY J.C. - 1970 - Stratigraphie et paléo-climatologie du Quaternaire du Midi méditerranéen d'après l'étude sédimentologique du remplissage des grottes et abris-sous-roche (Ligurie - Provence - Bas-Languedoc - Roussillon - Catalogne).
Thèse de Doct. d'Etat es Sciences Naturelles,, Paris, 747 p.

MONOPOLIS D. - 1973 - HOLOKARST: distinction en bassins hydrogéologiques.
Bull. BRGM (2ème Série), Section III, N°1, pp. 45-54.

MULLER C. - 1983 - Climatic evolution during the Neogene and Quaternary evidenced by marine micro-fossil assemblages.
Paléobiologie continentale, Montpellier, XIV, N°2, pp. 359-362.

- N P -

NICOD J. - 1967 - Crypto-corrosion et surfaces de corrosion dans les karsts méditerranéens et tropicaux.
Proc. of the 7th Int. Speleo. Congr., Sheffield, pp. 325-328.

NICOD J. - 1970 - Sur la vitesse d'évolution au cours du Quaternaire de quelques formes karstiques superficielles.
Ann. de Géogr., N°433, pp. 311-324.

NICOD J. - 1972 - Pays et paysages du calcaire.
Presses Universitaires de France. Paris, Collection SUP.

PACCAUD M., REVEL P., ROBACH F. - **1983** - Localisation par méthode magnétique de galeries souterraines noyées sur le site du Goul de la Tannerie. Bourg-Saint-Andéol (Ardèche).
Rapport LETI/MA/83.267.FR.sn, CEA-CENG-LETI, Grenoble, 8 p. + fig.

PAGNEY P. - **1976** - Les climats de la terre.
MASSON, Paris, 150 p.

PAQUET J. - **1960** - Observations sur la partie septentrionale de la faille des Cévennes (Ardèche).
Ann. Soc. Géol. Nord, 80, p. 81.

PASCAL A. - **1979** - Utilisation des élèments-traces dans la caractérisation des paléomilieux sédimentaires urgoniens basco-cantabriques (Espagne).
Géobios, Mémoire Spécial N°3. Lyon, pp. 331-345, 4 fig.

PORTHAULT B. - **1979** - Profil géochimiquede la plate-forme urgonienne au bassin vocontien (Sud-est de la France).
Géobios, Mémoire Spécial N°3, Lyon, pp. 347-359, 5 fig., 2 tabl.

- R -

RENAULT P. - **1960** - Rôle de l'érosion et de la corrosion dans le creusement d'un résesau karstique.
R. Géom. Dyn., XI, pp. 1-4.

RENAULT P. - **1967/1968** - Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse.
Première partie : *Ann. Spéléo., 12-2, 1967, pp. 209-267.*
Deuxième partie : *Ann. Spéléo., 23-1, 1968, pp. 259-307.*
Troisième partie: *Ann. Spéléo., 23-3, 1968, pp. 530-596.*

RENAULT P. - **1970** - La formation des cavernes.
Coll. "Que Sais-je?", N° 1400, PARIS, PUF., 127 p.

RENAULT P. - **1971** - Signification morphologiques des émergences vauclusiennes.
Actes du Col. d'Hydrol. en Pays Calcaire, Ann. Scient. Univ. Besançon, Géologie, 3e Série. fasc. 15. pp. 37-40.

RENAULT P. - 1983 - La notion de système karstique dans l'étude des réseaux de haute montagne.
Atti Convegno Int.le sul carso di alta montagna, Imperia, 30 aprile-maggio 1982, 1(1983), pp. 145-160.

REYNIER E. - 1934 - Le pays de VIVARAIS.
Valence.

ROQUES H. - 1969 - Problèmes de transfert de masse posés par l'évolution des eaux souterraines.
Ann. Spéléo., 24-3, p. 30.

ROUIRE J., ROUSSET C. - 1974 - Etude géomorphologique et spéléologique des avants-Causses de Millau et de Saint-Affrique (Aveyron).
Mém. et Doc., N°. Sér., vol. 15, Phénomènes karstiques, t. II, pp. 209-234.

ROUSSET C. - 1966 - Contribution à l'étude des karsts du sud-est de la France: altérations morphologiques et minérales.
Thèse Doct. Etat, Fac. Sciences, Marseille, 533 p. (1968).

ROUSSET C. - 1971 - Heritages et néoformations minérales dans le karst du haut-Var (Secteur de Canjuers, Vérignon et Beausoleil, Var).
C. R. du 93ème Congrès des Soc. Sav., Sciences I, Tours, 1968.

ROUSSET C. - 1973 - Rôle de la karstologie dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques: les cycles karstiques en Provence.
Rev. de Géogr. Phys. et de Géogr. Dyn., t. 15, fasc. 3, pp. 273-293.

- S -

SAAD K.F. - 1967 - Determination of the vertical and horizontal permeabilities of fractured water bearing formation.
Bull. de l'Ass. Internat. d'Hydrol. Scient., XIIème année, N°3, pp. 22-26.

SORRIAUX P. - 1982 - Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique. Le système de Niaux-Lombrives-Sabart (Pyrénées ariégeoises).
Th. 3ème Cycle, Géol. Rég. Struct. et Appl., Univ. Paul Sabatier, Toulouse.

SUC J.P. - 1972 - Contribution palynologique à l'étude des marnes de Celleneuve (Hérault).
Thèse Spéc. Paléo., USTL, 93 p., 3 tabl., 1 carte, 6 pl.

SUC J.P. - 1984 - Origin and evolution of the mediterranean vegetation and climate in Europe.
Nature, vol. 307, N°5950, pp. 429-432.

SUC J.P. - 1986 - Flores néogènes de Méditerranée nord-occidentale. Climat et paléogéographie.
Coll. AGSO "Modifications biologiques. Evènements géologiques.", Pau, Avril 1986.

- V -

VERDEIL P. - 1959 - Contribution à l'étude des phénomènes karstiques en Languedoc méditerranéen.
Thèse Fac. Sc., USTL. Montpellier.

ANNEXES.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy.
1983	8.4	5.0	11.7	14.5	17.7	23.6	29.0	26.1	22.9	17.5	12.4	9.6	16.6
1984	8.1	8.7	10.6	14.8	16.5	22.7	26.7	25.1	21.6	17.7	15.1	10.1	16.5
1985	-0.7	6.3	11.7	14.2	19.4	18.4	23.6	21.5	21.0	15.7	6.6	7.6	13.8
1963-1980	5.0	6.7	9.1	12.4	16.5	20.2	22.9	22.0	18.7	14.1	8.6	4.9	13.4

a - BOURG-ST-ANDEOL

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moy.
1983	6.1	2.8	7.7	10.3	13.4	19.7	25.3	22.8	18.9	13.7	8.0	4.7	12.9
1984	3.7	3.8	6.3	11.0	12.0	17.8	22.1	20.4	16.0	12.6	10.2	5.0	12.1
1985	-1.2	6.7	5.6	11.4	13.2	17.6	22.7	20.3	20.0	14.2	4.9	5.4	11.7

b - LARNAS-PLAINE

ANNEXE I.1 - TEMPERATURES MENSUELLES MOYENNES (°C).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1983	0	66.2	62.0	56.7	69.9	69.0	0	86.5	38.4	182.3	8.2	54.1	693.3
1984	92.1	48.7	81.0	9.3	130.9	67.0	3.0	84.7	46.0	143.7	195.9	87.5	989.8
1985	44.0	13.0	185.5	21.2	127.8	42.3	31.4	36.2	0	6.5	22.7	114.7	645.3
1961-1980	63.0	78.6	71.6	53.4	80.1	54.4	34.2	62.3	108.3	116.1	73.8	55.1	850.8

a - BOURG-ST-ANDEOL

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1983	0	60.0	78.2	78.6	65.8	54.4	6.4	77.5	50.6	175.5	10.1	81.1	738.2
1984	84.0	26.0	67.9	20.6	193.8	96.6	6.9	118.0	49.3	154.3	178.8	82.7	1078.9
1985	66.9	21.8	144.7	33.2	133.7	40.5	45.2	47.3	0	6.6	16.3	125.8	682.0

b - LARNAS-PLAINE

ANNEXE I.2 - PRECIPITATIONS MENSUELLES ET MOYENNES (mm).

Mois	1983			1984			1985		
	ETR	RS	IE	ETR	RS	IE	ETR	RS	IS
J	14.5	10.5	0	14.2	25.0	77.9	0	25.0	44.0
F	5.9	25.0	45.9	16.2	25.0	31.9	13.3	24.7	0
M	32.6	25.0	29.4	28.3	25.0	52.7	41.3	25.0	143.9
A	52.2	25.0	4.5	34.3	0	0	46.2	0	0
M	83.4	11.5	0	75.0	25.0	30.9	107.4	20.4	0
J	80.5	0	0	92.0	0	0	62.7	0	0
J	0	0	0	3.0	0	0	31.4	0	0
A	86.5	0	0	84.7	0	0	36.2	0	0
S	38.4	0	0	46.0	0	0	0	0	0
O	61.6	25.0	95.7	63.8	25.0	54.9	6.5	0	0
N	28.7	4.5	0	41.4	25.0	154.5	14.1	8.6	0
D	17.4	25.0	16.2	19.7	25.0	67.8	16.5	25.0	81.8
Total	502		192	519		471	376		270
%	72.4		27.6	52.4		47.6	58.2		41.8

a. BOURG-SAINT-ANDEOL.

Mois	1983			1984			1985		
	ETR	RS	IE	ETR	RS	IE	ETR	RS	IE
J	14.7	10.3	0	9.3	25.0	74.7	0	25.0	66.9
F	5.1	25.0	40.2	9.7	25.0	16.3	18.8	25.0	3.0
M	25.4	25.0	52.8	22.8	25.0	45.1	18.6	25.0	126.1
A	41.5	25.0	37.1	45.6	0	0	51.0	7.2	0
M	67.0	23.8	0	63.1	25.0	105.7	69.4	25.0	46.5
J	78.2	0	0	105.1	16.5	0	65.5	0	0
J	6.4	0	0	23.4	0	0	45.2	0	0
A	77.5	0	0	116.9	1.1	0	47.3	0	0
S	50.6	0	0	49.3	0	0	0	0	0
O	52.1	25.0	98.4	50.6	25.0	78.7	6.6	0	0
N	21.3	13.8	0	33.1	25.0	145.7	12.4	3.9	0
D	9.8	25.0	60.2	12.9	25.0	69.8	13.4	25.0	91.3
Total	449		289	542		536	348		334
%	60.9		39.1	50.2		49.7	51.1		48.9

b. LARNAS-PLAINE.

ANNEXE I.3 - BILAN HYDRIQUE PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE.

Légende :

ETR *Evapo-Transpiration Réelle (mm)*
RS *Etat des Réserves en eau du Sol (mm) pour RU = 25 mm*
IE *Infiltration Efficace (mm)*
% *ETR ou IE totale exprimée en pourcentage des précipitations annuelles.*

No	t (°C)	P (mm)	i	Ie(T) (mm)	Ie(C) (mm)	DMP(T) (mm/1000 ans)	DMP(C) (mm/1000 ans)	CLIMAT
1	2.0	907	75.6	578	762	70	92	Polaire
2	2.0	269	22.4	49	67	6	8	Polaire
3	0.0	361	36.1	125	163	16	21	Polaire
4	0.5	653	62.2	368	490	46	61	Polaire
5	5.0	610	40.7	252	248	28	28	Polaire
6	4.5	1265	87.2	867	1119	98	127	Polaire
7	3.0	420	32.3	133	145	16	17	Froid
8	1.5	475	41.3	195	223	24	27	Froid
9	1.5	513	44.6	227	261	28	32	Froid
10	5.0	828	55.2	441	457	49	51	Froid
11	7.0	797	46.9	372	357	40	38	Froid
12	5.5	1085	70.0	670	750	74	83	Froid
13	5.0	1387	92.5	973	1283	109	144	Froid
14	5.5	1386	89.4	960	1224	106	136	Froid
15	6.0	1453	90.8	1012	1287	111	141	Froid
16	5.0	1021	68.1	621	695	70	78	Froid
17	4.5	902	62.2	520	569	59	65	Froid
18	7.5	559	31.9	174	169	18	18	Froid
19	5.0	544	36.3	199	197	22	22	Froid
20	6.5	696	42.2	297	283	32	31	Froid
21	0.5	488	46.5	221	274	28	34	Froid
22	4.5	628	43.3	275	276	31	31	Froid
23	4.0	491	35.1	173	177	20	20	Froid
24	4.0	534	38.1	206	210	24	24	Froid
25	0.5	428	40.8	171	211	21	26	Froid
26	3.0	391	30.1	113	125	13	15	Froid
27	3.5	396	29.3	111	122	13	14	Froid
28	0.5	361	34.4	119	150	15	19	Froid
29	4.5	287	19.8	42	58	5	7	Froid
30	3.5	491	36.4	180	187	21	22	Froid
31	4.5	374	25.8	88	98	10	11	Froid
32	5.5	962	62.1	554	589	61	65	Froid
33	9.0	1519	79.9	989	1120	101	114	Tempere Froid
34	11.5	1112	51.7	535	513	51	49	Tempere Froid
35	10.5	737	36.0	252	239	25	24	Tempere Froid
36	13.5	1010	43.0	391	379	36	35	Tempere Froid
37	10.0	843	42.2	346	323	34	32	Tempere Froid
38	15.0	1204	48.2	501	500	44	44	Tempere Froid
39	13.5	980	41.7	368	357	34	33	Tempere Froid
40	12.5	1034	46.0	439	419	41	39	Tempere Froid
41	10.0	1165	58.3	626	617	62	61	Tempere Froid
42	9.5	1133	58.1	611	603	62	61	Tempere Froid
43	10.5	1410	68.8	837	876	82	86	Tempere Froid
44	7.5	750	42.9	322	304	34	32	Tempere Froid
45	12.0	740	33.6	225	221	21	21	Tempere Froid
46	10.0	574	28.7	148	150	15	15	Tempere Froid
47	9.0	577	30.4	164	162	17	16	Tempere Froid
48	12.5	410	18.2	41	66	4	6	Tempere Froid
49	8.5	581	31.4	175	170	18	17	Tempere Froid
50	9.5	645	33.1	204	195	20	20	Tempere Froid
51	7.5	562	32.1	176	171	19	18	Tempere Froid
52	11.0	620	29.5	162	164	16	16	Tempere Froid
53	10.5	587	28.6	149	152	15	15	Tempere Froid
54	6.5	534	32.4	170	167	18	18	Tempere Froid
55	9.5	407	20.9	62	78	6	8	Tempere Froid
56	10.5	936	45.7	411	386	40	38	Tempere Froid
57	12.0	602	27.4	136	146	13	14	Tempere Froid
58	6.5	394	23.9	81	91	9	10	Tempere Froid

No	t (°C)	P (mm)	i	Ie(T) (mm)	Ie(C) (mm)	DMP(T) (mm/1000 ans)	DMP(C) (mm/1000 ans)	CLIMAT
59	16.5	1107	41.8	376	394	32	33	Tempere Froid
60	15.5	1148	45.0	440	444	38	39	Tempere Froid
61	11.5	632	29.4	162	166	16	16	Tempere Froid
62	6.5	674	40.8	278	266	30	29	Tempere Froid
63	10.5	949	46.3	422	397	41	39	Tempere Froid
64	12.5	1793	79.7	1128	1261	106	118	Tempere Froid
65	15.5	1953	76.6	1149	1284	100	112	Tempere Froid
66	14.0	1521	63.4	814	838	74	76	Tempere Froid
67	10.0	1410	70.5	854	904	85	90	Tempere Froid
68	17.0	722	26.7	123	164	10	14	Mediterraneen
69	18.5	691	24.2	87	141	7	11	Mediterraneen
70	16.5	597	22.5	75	115	6	10	Mediterraneen
71	15.5	747	29.3	162	188	14	16	Mediterraneen
72	17.5	907	33.0	214	253	18	21	Mediterraneen
73	19.5	239	8.1	0	16	0	1	Mediterraneen
74	17.5	335	12.2	2	35	0	3	Mediterraneen
75	18.5	762	26.7	118	171	10	14	Mediterraneen
76	14.0	574	23.9	94	119	9	11	Mediterraneen
77	15.5	851	33.4	225	244	20	21	Mediterraneen
78	17.0	635	23.5	84	127	7	11	Mediterraneen
79	17.0	394	14.6	12	49	1	4	Mediterraneen
80	21.0	206	6.6	0	11	0	1	Mediterraneen
81	17.0	653	24.2	92	134	8	11	Mediterraneen
82	16.0	628	24.2	94	130	8	11	Mediterraneen
83	14.5	544	22.2	75	105	7	9	Mediterraneen
84	12.5	564	25.1	108	125	10	12	Mediterraneen
85	14.0	493	20.5	59	88	5	8	Mediterraneen
86	16.5	628	23.7	87	127	7	11	Mediterraneen
87	13.5	361	15.4	21	48	2	4	Mediterraneen
88	16.0	501	19.3	45	83	4	7	Mediterraneen
89	16.5	643	24.3	94	133	8	11	Mediterraneen
90	19.5	452	15.3	11	58	1	5	Mediterraneen
91	17.5	861	31.3	187	228	16	19	Mediterraneen
92	17.5	257	9.3	0	20	0	2	Mediterraneen
93	17.0	539	20.0	49	91	4	8	Mediterraneen
94	14.5	628	25.6	114	139	10	12	Mediterraneen
95	17.0	574	21.3	61	104	5	9	Tempere Chaud
96	19.0	259	8.9	0	19	0	2	Tempere Chaud
97	17.5	1559	56.7	701	748	58	62	Tempere Chaud
98	17.0	1217	45.1	443	466	37	39	Tempere Chaud
99	15.0	648	25.9	117	145	10	13	Tempere Chaud
100	15.0	1112	44.5	427	426	38	38	Tempere Chaud
101	12.5	1219	54.2	597	583	56	55	Tempere Chaud
102	17.5	572	20.8	55	101	5	8	Tempere Chaud
103	16.0	985	37.9	303	319	26	27	Tempere Chaud
104	19.0	899	31.0	176	234	14	19	Tempere Chaud
105	17.0	887	32.9	214	247	18	21	Tempere Chaud
106	16.0	947	36.4	277	295	24	25	Tempere Chaud
107	15.5	534	20.9	61	96	5	8	Tempere Chaud
108	20.0	1412	47.1	478	554	37	43	Tempere Chaud
109	21.0	1176	37.9	283	370	22	28	Tempere Chaud
110	19.5	1588	53.8	636	714	50	56	Tempere Chaud
111	17.0	1300	48.1	508	531	43	45	Tempere Chaud
112	18.5	1321	46.4	468	515	38	42	Tempere Chaud
113	16.5	1397	52.7	606	628	52	53	Tempere Chaud
114	17.5	618	22.5	71	118	6	10	Tempere Chaud
115	20.0	1375	45.8	451	525	35	41	Tempere Chaud
116	19.5	1041	35.3	244	307	19	24	Tempere Chaud
117	16.5	2162	81.6	1295	1503	110	128	Tempere Chaud

ANNEXE I.4. - PARAMETRES CLIMATIQUES MOYENS ANNUELS ET DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE DANS 176 STATIONS METEOROLOGIQUES MONDIALES.

Légende : *t* Température — *P* Pluviosité
i Indice d'aridité — *Ie* Infiltration efficace
DMP Dissolution maximale potentielle
(T) D'après TURC — *(C)* D'après COUTAGNE

No	t (°C)	P (mm)	i	Ie(T) (mm)	Ie(C) (mm)	DMP(T) (mm/1000 ans)	DMP(C) (mm/1000 ans)	CLIMAT
118	24.0	802	23.6	55	155	4	11	Subtropical
119	26.0	1375	38.2	239	426	16	29	Subtropical
120	26.0	861	23.9	48	167	3	11	Subtropical
121	25.0	968	27.7	92	218	6	15	Subtropical
122	22.5	1102	33.9	200	307	15	23	Subtropical
123	16.0	1021	39.3	328	343	28	29	Subtropical
124	21.0	1085	35.0	230	315	17	24	Subtropical
125	29.5	740	18.7	1	111	0	7	Subtropical
126	25.5	1209	34.1	175	334	12	23	Subtropical
127	26.0	987	27.4	83	219	6	15	Subtropical
128	27.0	968	26.2	63	205	4	13	Subtropical
129	25.5	430	12.1	0	42	0	3	Subtropical
130	26.5	813	22.3	32	147	2	10	Subtropical
131	24.5	851	24.7	63	171	4	12	Subtropical
132	26.5	1387	38.0	230	427	15	28	Subtropical
133	22.0	1292	40.4	322	430	24	32	Subtropical
134	26.5	3238	88.7	1583	2325	105	154	Tropical
135	24.0	460	13.5	0	51	0	4	Tropical
136	25.5	610	17.2	6	85	0	6	Tropical
137	27.0	1839	49.7	461	738	30	48	Tropical
138	25.0	666	19.0	17	103	1	7	Tropical
139	25.0	1031	29.5	114	247	8	17	Tropical
140	26.0	1634	45.4	380	601	26	40	Tropical
141	28.5	1257	32.6	126	330	8	21	Tropical
142	27.0	2529	68.4	950	1396	62	92	Tropical
143	27.5	892	23.8	39	171	3	11	Tropical
144	26.5	1382	37.9	228	423	15	28	Tropical
145	22.5	2687	82.7	1409	1828	103	134	Tropical
146	22.0	2162	67.6	980	1205	73	89	Tropical
147	26.5	2022	55.4	607	907	40	60	Tropical
148	26.0	1468	40.8	287	485	19	33	Tropical
149	28.5	1569	40.8	254	514	16	32	Tropical
150	25.0	508	14.5	0	60	0	4	Tropical
151	29.5	722	18.3	0	106	0	7	Tropical
152	26.5	615	16.8	2	84	0	6	Tropical
153	24.5	2249	65.2	896	1196	63	83	Tropical
154	27.0	2127	57.5	652	988	43	65	Tropical
155	28.0	721	19.0	6	110	0	7	Equatorial
156	26.5	2395	65.6	880	1272	59	85	Equatorial
157	27.0	4444	120.1	2637	4312	173	283	Equatorial
158	25.5	3616	101.9	2013	2992	137	204	Equatorial
159	26.0	890	24.7	55	178	4	12	Equatorial
160	25.5	4035	113.7	2404	3726	164	254	Equatorial
161	22.0	1576	49.3	513	640	38	48	Equatorial
162	25.0	1540	44.0	364	552	25	38	Equatorial
163	25.5	1695	47.7	439	657	30	45	Equatorial
164	26.0	1206	33.5	162	328	11	22	Equatorial
165	26.5	1525	41.8	300	516	20	34	Equatorial
166	25.5	2447	68.9	989	1370	67	93	Equatorial
167	27.0	1775	48.0	422	688	28	45	Equatorial
168	25.0	2618	74.8	1167	1594	80	110	Equatorial
169	27.0	2251	60.8	740	1106	49	73	Equatorial
170	27.0	2033	54.9	587	902	39	59	Equatorial
171	27.0	2440	65.9	881	1300	58	85	Equatorial
172	26.0	1834	50.9	505	758	34	51	Equatorial
173	20.5	2392	78.4	1277	1559	98	120	Equatorial
174	22.0	1900	59.4	762	930	57	69	Equatorial
175	26.0	3199	88.9	1591	2305	107	155	Equatorial
176	26.0	2657	73.8	1126	1590	76	107	Equatorial

ANNEXE I.4. (suite) - PARAMETRES CLIMATIQUES MOYENS ANNUELS ET DISSOLUTION MAXIMALE POTENTIELLE DANS 176 STATIONS METEOROLOGIQUES MONDIALES.

(voir légende en page précédente).

AGE	DUREE	T	P	i	DMP	E	ΣE (m)	ΣE (%)
80								
	15	TC	S/H	40	30	450	450	10,0
65								
	4	20	1000	33	21	84	534	11,9
61								
	18	C	H	63	73	1314	1848	41,1
43								
	5	19	2600	90	143	715	2563	57,0
38								
	2	18	2000	71	91	182	2745	61,1
36								
	2	19	2600	90	143	286	3031	67,4
34								
	4	16	1750	67	81	324	3355	74,6
30								
	5	13,5	1400	60	64	320	3675	81,7
25								
	1	ST	S	37	25	25	3700	82,3
24								
	3	ST	S/H	47	40	120	3820	85,0
21								
	4	ST/TR	S/H	39	28	112	3932	87,5
17								
	1	ST/TR	S	32	19	19	3951	87,9
16								
	3	ST/TR	S/H	39	28	84	4035	89,7
13								
	7	ST/TC	S/H	37	25	175	4210	93,6
6								
	1	C/TC	S/H	41	31	31	4241	94,3
5								
	1,5	C	H	63	73	110	4351	96,8
3,5								
	1	C	S/H	42	33	33	4384	97,5
2,5								
	0,7	TF	S	38	27	19	4403	97,9
1,8								
	1,4	C/TC	H	56	57	80	4483	99,7
0,4								
	0,4	TF/TC	S/H	42	33	13	4496	100,0
0								

ANNEXE I.5 - PARAMETRES DE CALCUL DE LA DMP AU COURS DES AGES (en MA).

Légende: T = Température en °C ou estimée (ST = Subtropical - TR = Tropical C = Chaud - F = Froid - TC = Tempéré chaud - TF = Tempéré froid)
P = Pluviosité (mm) ou humidité estimée (S = Sec - H = Humide)
i = Indice d'aridité de DE MARTONNE
DMP = Dissolution maximale potentielle (mm/1000 ans)
E = Epaisseur théorique de calcaire dissous (m)
ΣE = Epaisseur théorique cumulée de calcaire dissous.

ANNEXE II.1.

ANALYSES D'EAUX DU PLATEAU DE SAINT-REMÈZE

a. Prélèvements de 1984

b. Prélèvements de 1985

Légendes :

Ca^{++}	Concentrations en Calcium (mg/l)
Mg^{++}	Concentrations en Magnésium (mg/l)
K^{+}	Concentrations en Potassium (mg/l)
Na^{+}	Concentrations en Sodium (mg/l)
TH	Titre Hydrotimétrique (mé/l)
+	Somme des Cations (mé/l)
-	Somme des Anions (mé/l)
TAC	Titre Alclimétrique Complet / Concentrations en Bicarbonates (mg/l)
Cl^{-}	Concentrations en Chlorures (mg/l)
SO_4^{--}	Concentrations en Sulfates (mg/l)
pCO_2	Pression Partielle en CO_2 équilibrante (10^{-2} atm)
pH	Ecart du pH mesuré (labo.) au pH d'équilibre
Tempé	Température mesurée in situ (°C)
C	Conductivité mesurée in situ (µS/cm)
pH labo	pH mesuré au laboratoire

	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH
Anal. N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l
Ca^{++}	64	93	76	119	46	117	85	115	141	*123*
Mg^{++}	3.0	2.5	1.8	0.6	0.6	1.8	0.6	1.8	0.6	*6.7*
NH_4^+										
K^+	1.008	0.741	0.243	0.271	0.133	0.441	0.144	0.193	0.138	*2.10*
Na^+	2.96	3.35	2.52	2.29	1.68	2.52	1.51	1.77	1.91	*3.90*
TH	3.45	4.85	3.95	6.00	2.35	6.00	4.30	5.90	7.10	*6.68*
+	3.60	5.01	4.06	6.10	2.42	6.12	4.36	5.98	7.18	*6.90*
-	3.56	5.01	3.98	6.20	2.54	6.09	4.41	5.94	7.24	*6.83*
Tac	195.2	262.3	222.7	338.6	128.1	329.4	244.0	335.5	411.8	*333.0*
Cl^-	5.3	8.9	5.3	8.9	5.3	7.1	5.3	5.3	5.3	*11.0*
So_4^{--}	10.1	22.1	8.6	19.2	13.9	23.5	12.5	13.9	16.4	*50.9*
NO^-3										
pCO_2	0.440	0.971	0.76	2.28	0.159	/	0.896	2.25	3.89	*1.92*
Δ pH	- 0.169	0.762	0.298	0.409	0.258	/	0.443	0.304	0.258	*0.960*
Tempé.	11.4	9.2	14.4	12.3	13.3	9.0	11.9	13.1	12.7	*9.5*
C	300	380	330	450	230	500	350	430	450	*540*
PH labo.	7.4	8.1	7.7	7.5	8.1	7.4	7.8	7.4	7.2	*8.1*
Bouteille N°	RIC	RIM	GDA	SMA	SOL	SVI	TAY	TIO	VIC	*RDF*
Date	07.04	30.03	25.03	25.03	26.03	26.03	04.04	08.04	29.03	/
Départ.										
Commune										
N° Inventaire										

Prélèvements de 1984 (fin)

	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH
Anal. N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l
Ca^{++}	55.2	35.1	123.3	123.3	75.2	131.0	129.0		*106*	
Mg^{++}	1.2	6.1	6.1	6.1	9.7	6.1	7.2		*1.8*	
NH_4^+										
K^+	0.089	1.092	0.465	0.475	1.42	/	/		*0.38*	
Na^+	1.58	3.63	3.91	3.37	11.03	/	/		*1.40*	
TH	2.80	2.00	6.40	6.40	4.15	6.80	6.75		*5.44*	
+	*2.87*	*2.19*	*6.58*	*6.56*	*4.67*	/	/		*5.51*	
-	*2.81*	*2.08*	*6.49*	*6.49*	*4.62*	*6.98*	/		*5.57*	
Tac	152.5	103.7	353.8	353.8	189.1	375.2	378.2		*311.0*	
Cl^-	5.3	7.1	8.9	8.9	24.9	10.7	10.7		*5.0*	
So_4^{--}	7.7	8.6	21.1	21.1	39.2	25.4	21.1		*15.8*	
NO^-3										
pCO_2	/	0.0553	/	/	0.335	/	/		*1.70*	
Δ pH	/	- 0.67	/	/	0.063	/	/		*0.22*	
Tempé.	13.2	4.9	12.3	12.6	4.5	14.2	/		*11.5*	
C	255	195	550	550	410	575	575		*450*	
PH labo.	7.7	7.5	7.1	7.1	7.7	7.2	7.2		*7.4*	
Bouteille N°	SOL	AR3	GPO	GTA	RHO	GPO	GPO		*SDC*	
Date	21.02	21.02	20.02	20.02	20.02	14.07	10.08		*(03.84)*	
Départ.										
Commune										
N° Inventaire										

Prélèvements de 1985

	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH
Anal. N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
Ca^{++}	25	75	116	92	127	111	100	124	58	116
Mg^{++}	2.5	1.2	1.2	2.5	1.8	2.5	1.2	2.5	1.2	3.6
NH_4^+										
K^+	0.991	1.754	0.089	0.164	0.170	0.530	0.075	0.627	0.288	0.678
Na^+	3.98	7.91	2.32	4.56	1.53	2.40	1.59	2.45	2.17	3.09
TH	1.45	3.85	5.90	4.80	6.50	5.75	5.10	6.40	3.00	6.10
+	1.64	4.23	6.00	5.00	6.57	5.86	5.17	6.52	3.10	6.25
-	1.64	4.26	6.05	5.06	6.61	5.79	5.19	6.60	3.15	6.17
Tac	76.3	207.4	326.4	259.3	375.2	314.2	283.7	366.0	152.5	332.5
Cl^-	573	19.5	7.1	7.1	5.3	7.1	7.1	7.1	7.1	5.3
So_4^{--}	11.5	14.9	24.0	26.9	14.9	21.1	16.3	19.2	21.6	27.4
NO^-_3										
pCO_2	0.0267	0.448	2.10	1.04	2.84	1.82	1.38	2.66	2.65	2.14
Δ pH	-0.772	0.038	0.588	0.488	0.366	0.446	0.367	0.147	0.210	0.190
Tempé.	9.3	7.5	12.7	11.6	11.7	12.1	12.0	11.8	12.8	12.5
C	160	350	420	400	450	420	390	530	270	470
PH labo.	7.60		7.7	7.8	7.4	7.6	7.6	7.2	7.9	7.3
Bouteille N°	AR2	AUR	BAI	EDR	FCU	FBU	FFR	FGR	FVI	GPO
Date	25.03	07.04	25.03	26.03	29.03	29.03	29.03	29.03	26.03	25.03
Départ.										
Commune										
N° Inventaire										

Prélèvements de 1984

	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH	CERH
Anal. N°	1	2	3	4	5	6	7	8	9	0
	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l	mé/l
Ca^{++}	96	100	118	102	3	0	73	97	80	101
Mg^{++}	2.5	1.2	2.5	2.5	0	0	1.2	1.2	4.3	1.2
NH_4^+										
K^+	0.620	0.476	0.609	0.637	0.178	0.740	0.102	0.416	0.403	0.509
Na^+	1.84	2.73	2.90	3.58	1.18	1.21	1.39	2.23	2.10	2.16
TH	5.00	5.10	6.10	5.30	0.15	0	3.75	4.95	4.35	5.15
+	5.09	5.23	6.24	5.47	0.20	0.12	3.83	5.05	4.45	5.25
-	5.20	5.35	6.25	5.46	0.25	0.10	3.88	5.13	4.62	5.29
Tac	280.6	277.6	335.5	289.8	6.1	0	207.4	265.4	234.9	295.9
Cl^-	5.3	8.9	8.9	10.7	5.3	1.8	5.3	8.9	7.1	8.9
So_4^{--}	21.6	26.4	24.0	19.7	00	0	15.8	25.4	29.8	11.5
NO^-_3										
pCO_2	1.31	1.32	2.22	1.41	/	/	0.543	1.18	0.664	1.63
Δ pH	0.348	0.258	0.301	0.272	/	/	0.400	0.427	0.547	0.313
Tempé.	12.2	12.2	12.5	11.5	5.8	8.0	10.8	12.1	8.5	13.7
C	430	440	490	450	27	17	330	420	360	500
PH labo.	7.6	7.5	7.4	7.5	5.9	5.0	7.9	7.7	8.0	7.5
Bouteille N°	GRA	GSM	GTA	PDO	PL1	PL2	PAS	POR	PDS	RDA
Date	29.03	25.03	25.03	25.03	16.12 1983	01.04	27.03	25.03	25.03	07.04
Départ.										
Commune										
N° Inventaire										

Prélèvements de 1984 (suite)

Date	GTA	GPO
23-03-83	12.8	/
20-04-83	13.1	/
05-05-83	12.9	/
17-05-83	13.1	/
31-05-83	13.1	/
11-06-83	13.2	/
21-06-83	13.3	/
07-07-83	13.4	/
26-07-83	14.0	/
01-09-83	13.6	/
02-12-83	12.9	13.0
09-12-83	13.1	13.1
17-12-83	13.2	13.2
20-12-83	13.6	/
24-01-84	12.9	12.6
30-01-84	12.7	12.7
10-02-84	12.6	12.4
15-02-84	12.6	12.3
25-03-84	12.5	12.5
30-11-84	13.4	13.4
13-07-85	14.4	14.2

ANNEXE II.2. - TEMPERATURES INSTANTANEES AUX SOURCES DE TOURNE (°C).

Légende: *GTA Goul de la Tannerie*
GPO Goul du Pont

Date	Lieu	Conductivité (µS/cm)
21-07-76	C	560
29-07-82	C	525
24-08-82	R	735
07-10-82	C	535
17-02-83	C	428
23-03-83	T	492
20-04-83	T	541
05-05-83	T	511
17-05-83	T	521
31-05-83	T	533
11-06-83	T	540
21-06-83	T	548
07-07-83	T	560
26-07-83	T	565
01-09-83	T	562
02-12-83	C	620
09-12-83	C	620
17-12-83	C	610
20-12-83	T	530
24-01-84	T	580
30-01-84	T	620
10-02-84	T	620
15-02-84	T	660
27-06-84	R	592
19-09-84	R	457
20-09-84	F	555
21-09-84	F	560
22-09-84	F	547
23-09-84	F	550
24-09-84	F	545
25-09-84	F	547
27-09-84	F	565

Date	Lieu	Conductivité (µS/cm)
28-09-84	F	545
29-09-84	F	575
30-09-84	F	530
04-10-84	R	461
06-10-84	T	565
26-10-84	R	36?
16-11-84	R	645
05-12-84	R	433
31-01-85	R	394
06-02-85	R	459
12-02-85	C	439
14-02-85	R	417
20-02-85	T	550
06-03-85	R	425
25-03-85	T	490
04-04-85	T	630
05-04-85	T	650
06-04-85	T	660
07-04-85	T	650
08-04-85	T	645
17-04-85	R	488
30-05-85	R	493
24-06-85	R	445
14-07-85	P	575
25-07-85	R	602
10-08-85	P	574
10-09-85	R	684
16-10-85	R	625
13-11-85	R	428
27-11-85	R	411
19-12-85	R	442
08-01-86	R	492

ANNEXE II.3. - MESURES DE CONDUCTIVITE AUX SOURCES DE TOURNE (µS/cm).

Légende: *T Goul de la Tannerie*
P Goul du Pont
C Captage CGE
R Réseau CGE (Quartier St-André).

DATE	Temps (h)	T (°C)	c (µS/cm)	Ca (méq/ℓ)	Cℓ (méq/ℓ)
20 (14 h 30)	0	15,9	550	6,5	0,35
	0,5	15,3	550		
	1	15,1	555		
	1,5	14,9	550		
20	2	14,9	550	6,6	0,38
	3	14,7	560	6,7	0,40
	4,5	14,4	555		
	6	14,25	560		
21	13	14,1	550	6,6	0,32
	17,3	14,0	580		
	20	14,1	560	6,5	
22	48,5	14,2	550	6,6	0,30
	55,5	14,2	545		
23	66,5	13,9	550	6,7	0,30
	80	13,8	550		
24	93,5	13,9	545	6,6	0,29
	101,5	13,8	545	6,7	0,32
25	117	14,3	550	6,7	0,32
	127,5	13,7	545		0,26
27	165,5	13,9			
28	188,5	14,0	545	6,6	0,26
	193	13,9	545	6,5	0,20
30	235	14,1	530	6,5	0,29
	236	14,0	540	6,5	0,20
	236,5	14,0	530	6,5	0,20
	237,5	14,1	520	6,3	0,20
	240,8	14,1	510	6,2	0,20
	241	Fin du pompage			

ANNEXE II.4. - ANALYSES ET MESURES PHYSICO-CHIMIQUES IN SITU LORS DU POMPAGE D'ESSAI DE SEPTEMBRE 1984.

Légende:
- *T* *Température de l'eau*
- *C* *Conductivité*
- *Ca* *Concentration en Calcium*
- *Cl* *Concentration en Chlorures.*

DATE	t	T	C	pH	H	Q	Cl	Ca
419	-23	13 0	640	6.9		18		
510	-9	13.0	650	6.9	203	18		
516	-2	13.0	645	6.9	203	18	16.0	124
518	0	13.0	660	6.9	206	19		
520	2	13.0	650	6.8	206	19		
601	7	13.0	665	6.8	206	19		
604	10	13.0	660	6.7	206	19		
606	12	13.0	660	6.7	206	19		
608	14	13.0	665	6.9	206	19		
610	16	13.0	670	6.9	206	19	12.4	126
612	18	13.1	655	6.9	206	19	12.4	125
613	19	13.2	630	6.9	206	19		
614	20	13.2	600	6.9	206	19	14.2	125
615	21	13.1	605	6.8	206	19		
616	22	13.0	605	7.0	206	19	11.7	128
617	23	13.0	615	6.9	206	19		
618	24	13.0	610	6.9	206.5	19.5	11.7	125
619	25	13.0	605	6.9	206.5	19.5		
620	26	13.0	640	6.8	206.5	19.5		
621	27	13.0	620	6.9	206.5	19.5		
622	28	12.9	640	6.8	206.5	19.5		
623	29	12.9	665	6.9	206.5	19.5		
700	30	12.9	660	6.9	206.5	19.5	11.4	128
703	33	12.5	660	6.9	207	20		
704	34	12.5	675	6.9	207	20		
706	36	12.3	655	6.9	207	20		
708	38	12.2	655	6.8	207	20	11.4	128
711	41	12.3	660	7.0	206	19		
712	42	12.4	640	6.8	206	19	11.4	127
713	43	12.6	630	6.8	206	19		
714	44	12.6	620	6.9	206	19		
715	45	12.4	610	6.9	206	19		
716	46	12.5	625	7.0	206	19		
717	47	12.4	620	6.7	206	19		
718	48	12.4	625	7.0	206	19		
719	49	12.4	625	7.0	206	19		
720	50	12.5	635	6.9	206	19		
721	51	12.5	635	6.9	206	19		
722	52	12.4	620	6.8	206	19		
800	54	12.5	640	6.9	206	19		
810	64	12.3	655	6.9	206	19		

II.5. AU GOUL DU PONT.

DATE	t	T	C	pH	H	Q*	Q
419	-23	13.1	630	6.8	50	250	300
510	-9	13.0	650	6.9	50.5	250	305
516	-2	13.0	650	6.8	50	250	300
518	0	/	/	/	/	/	/
520	2	13.0	665	6.9	50	330	300
601	7	13.0	660	6.7	51	330	310
604	10	13.0	670	6.8	50	330	300
606	12	13.0	670	6.8	50	330	300
608	14	13.0	670	6.9	50	330	300
610	16	13.0	670	7.0	51	330	310
612	18	13.1	660	6.9	50.5	330	305
613	19	13.1	640	6.8	50.5	330	305
614	20	13.1	625	6.8	50	330	300
615	21	13.0	620	6.8	50.5	330	305
616	22	13.0	615	6.9	51	330	310
617	23	13.0	620	6.8	51	330	310
618	24	13.0	615	6.7	51	360	310
619	25	13.0	630	6.9	51	360	310
620	26	13.0	645	6.8	50.5	360	305
621	27	13.0	660	6.8	51	360	310
622	28	13.0	670	6.9	/	360	/
623	29	12.9	665	6.9	/	360	/
700	30	12.9	665	6.9	51	360	310
703	33	12.5	680	6.8	51	400	310
704	34	12.6	680	6.8	51	400	310
706	36	12.4	690	6.8	51	400	310
708	38	12.3	695	6.7	50.5	400	305
711	41	12.2	665	6.9	50.5	330	305
712	42	12.0	650	6.9	50.5	330	305
713	43	12.4	625	6.9	50.5	330	305
714	44	12.3	615	6.9	50.5	330	305
715	45	12.3	625	6.8	50.5	330	305
716	46	12.4	620	6.8	50.5	330	305
717	47	12.4	620	6.8	50.5	330	305
718	48	12.3	615	6.8	50.5	330	305
719	49	12.4	620	6.9	50.5	330	305
720	50	12.4	625	7.0	/	/	/
721	51	12.4	630	6.9	/	/	/
722	52	12.4	640	6.9	/	/	/
800	54	12.4	645	6.9	/	/	/

II.6. AU GOUL DE LA TANNERIE.

DEBIT ET PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES AUX SOURCES DE TOURNE LORS DE LA CRUE DU 4 AU 8 AVRIL 198 .

Légende: 419 Mesure ou prélèvement du 4 (avril) à 19 heures
t Temps (h) écoulé depuis la première pluie
H Hauteur d'eau (cm) à l'échelle limnimétrique
Q Débit (l/s) d'après la courbe de tarage
Q* Débit au Goul de la Tannerie (l/s) d'après la relation entre les deux exutoires.

T Température (°C)
C Conductivité (µS/cm)
Ca Concentration en Ca (mg/l)
Cl Concentration en Cl (mg/l)

Classes de débits (m^3/s)	Nombre de jours		FCM
	A	B	(%)
0,0-0,1	670	686	93,58
0,1-0,2	18	16	95,93
0,2-0,3	11	10	97,38
0,3-0,4	3	2	97,72
0,4-0,5	1	1	97,86
0,5-0,6	4	4	98,42
0,6-0,7	1	1	98,55
0,7-0,8	3	2	98,90
0,8-0,9	2	2	99,17
0,9-1,0	0	0	99,17
1,0-1,1	0	1	99,24
1,1-1,2	1	1	99,38
1,2-1,3	1	0	99,45
1,3-1,4	0	1	99,52
1,4-1,5	0	0	99,52
1,5-1,6	0	0	99,52
1,6-1,7	0	1	99,59
1,7-1,8	1	1	99,73
1,8-1,9	0	0	99,73
1,9-2,0	1	1	99,87
2,0-2,1	0	0	99,87
2,1-2,2	1	1	100,00
Total	718	731	100,00

Annexe II.7 - **DEBITS CLASSES AU GOUL DU PONT DE 1983 A 1985**.

Légende: - *Période A : du 02.04.83 au 31.03.85*
- *Période B : du 01.09.83 au 31.08.85*
- *FCM : Fréquence Cumulée Moyenne*
- *la borne supérieure de chaque intervalle est exclue.*

ANNEXE III.1. - CLASSEMENT DIRECTIONNEL DES RESEAUX.

Légende:

DIR *Classe de direction (azimut) en °.*

DVT *Développement (m)*

VOL *Volume karstifié (m^3)*

DIA *Diamètre moyen (m)*

RLH *Indice RLH moyen*

ALT *Altitude NGF moyenne (m)*

DVT *Développement (%)*

VOL *Volume karstifié (%)*

PUITS *Valeurs pour les puits verticaux*

TOT *Total pour le réseau*

MOY *Moyenne pour le réseau*

Saint-Marcel 1

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	733	26377	6.3	2.5	163	17.1	11.7
20/ 40	649	28766	6.8	2.9	154	15.1	12.8
40/ 60	570	28731	6.8	2.6	150	13.3	12.8
60/ 80	131	1997	4.2	4.1	135	3.1	0.9
80/100	202	6728	6.1	4.2	168	4.7	3.0
100/120	207	8715	6.7	2.6	156	4.8	3.9
120/140	291	18778	8.2	2.8	146	6.8	8.4
140/160	702	46514	8.3	2.2	167	16.4	20.7
160/180	801	57926	8.5	2.5	160	18.7	25.8
PUITS	4	24	2.8	8.3	158	0.1	0.0
TOT/MOY	4289	224556	7.3	2.7	158	100.0	100.0

Saint-Marcel 2

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	1007	20012	4.6	3.3	142	16.3	24.4
20/ 40	923	12334	4.0	2.7	144	15.0	15.0
40/ 60	798	7787	3.4	2.8	140	12.9	9.5
60/ 80	947	11413	3.8	2.9	148	15.4	13.9
80/100	711	8304	3.7	2.7	141	11.5	10.1
100/120	396	4951	3.7	3.0	142	6.4	6.0
120/140	567	7674	3.8	2.0	140	9.2	9.3
140/160	398	4862	3.8	2.7	140	6.5	5.9
160/180	413	4751	3.7	2.7	139	6.7	5.8
PUITS	2	3	1.3	2.4	150	0.0	0.0
TOT/MOY	6163	82090	3.9	2.8	143	100.0	100.0

Saint-Marcel 3

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	327	7691	5.1	1.9	154	14.6	16.5
20/ 40	160	2850	4.6	2.3	157	7.1	6.1
40/ 60	283	4247	4.1	2.7	153	12.7	9.1
60/ 80	110	1606	4.1	2.7	151	4.9	3.4
80/100	86	1303	4.0	2.6	143	3.8	2.8
100/120	303	4565	4.1	2.7	151	13.6	9.8
120/140	336	8643	5.3	3.0	155	15.0	18.5
140/160	289	6073	4.8	1.9	157	12.9	13.0
160/180	314	8432	5.3	1.9	159	14.0	18.0
PUITS	30	1327	7.5	1.2	185	1.3	2.8
TOT/MOY	2237	46737	4.8	2.4	155	100.0	100.0

Saint-Marcel 4

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	105	8770	9.7	1.9	185	8.2	9.2
20/ 40	137	5136	6.5	2.1	185	10.7	5.4
40/ 60	168	27709	12.2	2.0	189	13.1	29.1
60/ 80	291	7124	5.1	1.5	171	22.7	7.5
80/100	176	16229	8.4	1.7	185	13.7	17.1
100/120	121	6207	7.7	2.2	186	9.4	6.5
120/140	77	3105	6.7	1.8	188	6.0	3.3
140/160	93	12596	10.5	1.8	181	7.2	13.2
160/180	115	8221	8.9	1.8	186	8.9	8.6
TOT/MOY	1283	95098	8.1	1.8	182	100.0	100.0

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	833	13600	4.4	2.0	131	11.1	10.5
20/ 40	1052	26359	4.9	2.1	126	14.0	20.4
40/ 60	1128	20459	4.5	2.2	124	15.0	15.8
60/ 80	791	15203	4.7	2.1	125	10.5	11.7
80/100	359	8482	5.2	1.5	125	4.8	6.5
100/120	760	9152	3.8	2.1	136	10.1	7.1
120/140	1119	16078	4.1	2.8	128	14.9	12.4
140/160	821	10201	3.8	1.7	133	10.9	7.9
160/180	646	9988	4.3	1.8	134	8.6	7.7
TOT/MOY	7508	129522	4.4	2.1	129	100.0	100.0

Goule de Foussoubie (Foussoubie sup.)

DIR	DVT	VOL	DIA	RLH	ALT	DVT	VOL
0/ 20	424	4383	3.4	1.5	99	7.3	7.2
20/ 40	882	8747	3.3	1.6	97	15.2	14.3
40/ 60	1215	14291	3.7	2.2	93	20.9	23.4
60/ 80	957	10226	3.6	2.0	95	16.5	16.8
80/100	758	7403	3.4	1.6	97	13.1	12.1
100/120	533	5399	3.4	1.7	98	9.2	8.8
120/140	426	4525	3.4	1.6	95	7.3	7.4
140/160	283	2388	3.1	1.3	96	4.9	3.9
160/180	329	3646	3.6	1.9	94	5.7	6.0
TOT/MOY	5807	61007	3.5	1.8	96	100.0	100.0

Event de Foussoubie (Foussoubie inf.)

DIR (o)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	70	293	2.2	1.4	71	5.2	4.5
20/ 40	108	514	2.4	1.4	61	8.0	8.0
40/ 60	212	536	1.7	1.2	74	15.7	8.3
60/ 80	277	2063	2.9	1.6	68	20.5	32.0
80/100	129	561	2.2	1.2	67	9.6	8.7
100/120	210	1017	2.4	1.5	59	15.6	15.8
120/140	116	716	2.7	1.5	62	8.6	11.1
140/160	168	534	1.9	1.5	69	12.4	8.3
160/180	61	218	2.0	1.5	75	4.5	3.4
TOT/MOY	1352	6453	2.3	1.4	67	100.0	100.0

Grotte des Sables d'Argent

DIR (o)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	17	67	2.1	2.2	53	1.4	0.9
20/ 40	23	109	2.4	2.6	54	2.0	1.4
40/ 60	48	285	2.5	2.2	45	4.0	3.6
60/ 80	153	1142	2.8	1.9	7	12.7	14.6
80/100	282	2291	3.0	2.4	51	23.6	29.2
100/120	110	458	2.2	1.7	36	9.2	5.8
120/140	235	1550	2.7	2.6	53	19.6	19.8
140/160	177	712	2.2	1.6	20	14.8	9.1
160/180	46	360	3.1	2.4	52	3.9	4.6
PUITS	106	863	3.0	1.8	-	8.8	11.0
TOT/MOY	1197	7839	2.7	2.1	34	100.0	100.0

Goul de la Tannerie

Grotte de la Pascaloune

DIR (g)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	10	94	3.2	1.9	238	1.3	1.0
20/ 40	114	1834	4.0	2.0	232	14.2	19.9
40/ 60	95	483	2.4	2.0	217	11.8	5.2
60/ 80	173	1757	3.1	1.7	183	21.6	19.0
80/100	106	899	3.1	1.9	227	13.1	9.7
100/120	68	1069	3.8	1.7	218	8.5	11.6
120/140	58	724	3.7	2.6	201	7.3	7.8
140/160	59	615	3.3	2.3	177	7.4	6.7
160/180	54	755	3.6	2.2	171	6.7	8.2
PUITS	65	997	4.1	1.9	-	8.1	10.8
TOT/MOY	803	9227	3.4	2.0	207	100.0	100.0

Réseau "- 33"

DIR (g)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	56	147	1.7	-	105	7.9	8.1
20/ 40	27	69	1.8	-	105	3.8	3.8
40/ 60	50	149	1.9	-	104	7.0	8.3
60/ 80	76	217	1.8	-	106	10.7	12.0
80/100	137	351	1.7	-	106	19.2	19.4
100/120	90	224	1.7	-	105	12.7	12.4
120/140	164	362	1.6	-	108	23.1	20.1
140/160	27	50	1.4	-	106	3.8	2.8
160/180	84	236	1.9	-	105	11.8	13.1
TOT/MOY	711	1805	1.7	-	106	100.0	100.0

Trou du Serpent

DIR (g)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	13	49	2.1	2.2	284	2.0	1.0
20/ 40	37	234	2.5	2.6	264	5.7	5.0
40/ 60	114	453	2.0	2.2	266	17.5	9.6
60/ 80	247	2254	3.0	1.8	260	38.0	47.8
80/100	102	1054	3.3	3.1	268	15.7	22.4
100/120	62	420	2.8	2.1	253	9.5	8.9
120/140	6	2	0.6	1.6	243	0.9	0.0
140/160	43	82	1.5	1.7	281	6.7	1.7
160/180	12	33	1.8	1.6	247	1.9	0.7
PUITS	14	128	3.3	2.5	-	2.2	2.7
TOT/MOY	650	4710	2.7	2.2	263	100.0	100.0

ANNEXE III.2. - CLASSEMENT ALTITUDINAL DES RESEAUX.

Légende:

ALT	*CLASSE D'ALTITUDE NGF (m)*
DVT	*Développement (m)*
VOL	*Volume karstifié (m^3)*
DIA	*Diamètre moyen (m)*
RLH	*Indice RLH moyen*
DVT	*Développement (%)*
VOL	*Volume karstifié (%)*
TOT	*Total pour le réseau*
MOY	*Moyenne pour le réseau*

Remarque: les puits verticaux n'ont pas été pris en compte.

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
90/100	14	188	4.1	2.5	0.3	0.1
100/110	355	9425	5.7	2.4	8.3	4.2
110/120	447	10984	5.1	2.6	10.4	4.9
120/130	62	18217	19.2	2.6	1.5	8.1
130/140	668	42243	7.9	2.9	15.6	18.8
140/150	351	9685	4.9	2.4	8.2	4.3
150/160	449	14904	5.8	4.7	10.5	6.6
160/170	83	9650	10.9	3.0	1.9	4.3
170/180	55	5488	10.9	2.6	1.3	2.4
180/190	954	61489	8.3	1.8	22.2	27.4
190/200	847	42260	7.7	2.6	19.8	18.8
TOT/MOY	4285	224532	7.3	2.7	99.9	100.0

Saint-Marcel 1

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
110/120	321	2190	2.9	3.0	5.2	2.7
120/130	540	7521	4.0	2.9	8.8	9.2
130/140	2061	28378	3.9	1.5	33.4	34.6
140/150	2290	31867	4.0	3.5	37.2	38.8
150/160	430	5084	3.6	4.5	7.0	6.2
160/170	155	2766	4.7	2.0	2.5	3.4
180/190	57	1255	5.1	5.9	0.9	1.5
190/200	286	2924	3.5	3.3	4.6	3.6
200/210	19	102	2.6	1.6	0.3	0.1
TOT/MOY	6160	82087	3.9	2.8	100.0	100.0

Saint-Marcel 2

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
130/140	32	471	3.8	1.0	1.4	1.0
140/150	1183	19141	4.3	2.9	52.9	41.0
150/160	483	5651	3.7	2.2	21.6	12.1
160/170	257	12433	7.4	1.6	11.5	26.6
170/180	251	7713	6.1	1.4	11.2	16.5
TOT/MOY	2207	45409	4.7	2.4	98.7	97.2

Saint-Marcel 3

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
140/150	90	648	2.6	1.0	7.0	0.7
170/180	127	27269	14.9	1.5	9.9	28.7
180/190	861	61279	8.2	1.9	67.1	64.4
190/200	205	5901	5.7	2.0	16.0	6.2
TOT/MOY	1283	95098	8.1	1.8	100.0	100.0

Saint-Marcel 4

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
60/ 70	339	4037	3.8	4.7	5.8	6.6
70/ 80	280	4913	4.6	2.9	4.8	8.1
80/ 90	1011	14929	4.0	1.7	17.4	24.5
90/100	1702	14803	3.1	1.4	29.3	24.3
100/110	2195	19227	3.3	1.7	37.8	31.5
110/120	281	3099	3.6	1.2	4.8	5.1
TOT/MOY	5807	61007	3.5	1.8	100.0	100.0

Goule de Foussoubie (Foussoubie sup.)

Event de Foussoubie (Foussoubie inf.)

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
90/100	74	10983	13.8	1.6	1.0	8.5
100/110	382	8812	5.1	1.4	5.1	6.8
110/120	1060	15608	4.2	1.6	14.1	12.1
120/130	3561	64560	4.6	2.6	47.4	49.8
130/140	1431	19877	4.0	2.1	19.1	15.3
140/150	480	4141	3.2	1.1	6.4	3.2
150/160	237	2945	3.9	1.3	3.2	2.3
170/180	127	824	2.6	1.2	1.7	0.6
180/190	26	270	3.6	1.2	0.3	0.2
190/200	130	1501	3.7	1.1	1.7	1.2
TOT/MOY	7508	129522	4.4	2.1	100.0	100.0

Sables d'Argent

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
40/ 50	194	677	2.1	1.6	14.3	10.5
50/ 60	293	1560	2.6	1.3	21.7	24.2
60/ 70	252	1548	2.6	1.6	18.6	24.0
70/ 80	371	2263	2.6	1.5	27.4	35.1
80/ 90	243	405	1.4	1.3	17.9	6.3
TOT/MOY	1352	6453	2.3	1.4	100.0	100.0

Goul de la Tannerie

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
-40/-30	116	278	1.8	1.3	9.7	3.5
-20/-10	9	22	1.8	1.3	0.8	0.3
-10/ 0	56	141	1.8	1.5	4.7	1.8
0/ 10	14	73	2.5	2.6	1.2	0.9
10/ 20	31	106	2.0	2.2	2.6	1.4
40/ 50	230	2106	3.3	2.8	19.2	26.9
50/ 60	635	4249	2.8	2.1	53.1	54.2
TOT/MOY	1091	6975	2.7	2.2	91.2	89.0

Grotte de la Pascaloune

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
110/120	31	179	2.6	1.4	3.9	1.9
120/130	93	736	3.0	2.5	11.5	8.0
130/140	69	1189	4.6	1.7	8.6	12.9
140/150	38	328	3.0	1.7	4.7	3.6
150/160	16	20	1.2	1.2	2.0	0.2
160/170	29	41	1.3	1.2	3.6	0.4
170/180	46	261	2.3	1.4	5.7	2.8
210/220	30	187	2.6	1.9	3.7	2.0
220/230	22	311	4.3	1.8	2.7	3.4
230/240	30	70	1.7	1.9	3.8	0.8
240/250	4	3	1.0	1.9	0.5	0.0
250/260	151	1708	3.4	2.3	18.9	18.5
260/270	110	2438	4.7	2.2	13.7	26.4
270/280	69	757	3.6	2.0	8.5	8.2
TOT/MOY	738	8229	3.3	2.0	91.9	89.2

Réseau "- 33"

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
90/100	7	3	0.8	-	1.0	0.2
100/110	660	1720	1.7	-	92.8	95.3
110/120	13	37	1.9	-	1.8	2.1
120/130	19	36	1.5	-	2.7	2.0
130/140	12	9	1.0	-	1.6	0.5
TOT/MOY	711	1805	1.7	-	100.0	100.0

Trou du Serpent

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
210/220	14	31	1.6	2.8	2.1	0.7
220/230	16	103	2.8	3.0	2.5	2.2
230/240	56	410	3.0	2.2	8.5	8.7
240/250	39	108	1.7	1.6	6.0	2.3
250/260	133	1013	2.4	1.6	20.5	21.5
260/270	184	1965	3.4	2.5	28.3	41.7
270/280	78	407	2.3	1.9	12.0	8.6
280/290	54	106	1.6	1.8	8.3	2.2
290/300	53	406	2.8	2.9	8.2	8.6
300/310	10	34	2.0	2.3	1.5	0.7
TOT/MOY	636	4582	2.7	2.2	97.8	97.3

Aven Rochas

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
110/120	49	4745	10.3	2.1	5.5	10.2
120/130	42	1805	6.6	1.6	4.7	3.9
130/140	26	2667	10.5	3.0	2.9	5.7
140/150	94	3204	5.3	2.2	10.5	6.9
170/180	52	994	4.2	1.9	5.8	2.1
180/190	64	4534	8.6	2.0	7.2	9.7
190/200	27	954	5.5	2.2	3.0	2.0
200/210	37	2336	7.5	2.0	4.2	5.0
210/220	142	1824	3.5	1.6	15.8	3.9
220/230	181	5051	5.8	1.4	20.2	10.8
230/240	27	1128	7.3	1.5	3.0	2.4
250/260	38	821	5.1	1.2	4.3	1.8
TOT/MOY	781	30062	6.0	1.8	87.2	64.4

Aven de la Vigne-Close

ALT	DVT	VOL	DIA	RLH	DVT	VOL
100/110	30	288	3.2	1.5	3.2	0.7
110/120	69	4456	8.4	1.9	7.5	11.2
160/170	12	252	5.0	1.6	1.3	0.6
170/180	34	551	4.5	1.4	3.7	1.4
180/190	15	112	3.0	1.4	1.7	0.3
190/200	55	1108	4.8	2.2	6.0	2.8
200/210	70	3459	6.9	2.0	7.6	8.7
210/220	31	1112	6.8	2.7	3.4	2.8
230/240	21	196	3.4	1.3	2.3	0.5
240/250	24	331	4.1	2.0	2.6	0.8
250/260	76	3083	6.4	2.0	8.2	7.7
TOT/MOY	437	14947	5.8	1.9	47.3	37.4

Classement des cavités

DIR (g)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	42	2228	7.4	1.7	173	4.6	5.6
20/ 40	36	2427	8.4	1.9	242	3.9	6.1
40/ 60	54	2070	5.9	2.0	191	5.9	5.2
80/100	32	667	4.7	1.9	130	3.5	1.7
100/120	27	263	3.4	1.4	220	3.0	0.7
120/140	118	2786	4.9	2.1	193	12.8	7.0
140/160	22	2074	10.3	1.9	115	2.4	5.2
160/180	104	2432	5.3	2.0	213	11.2	6.1
PUITS	486	25007	7.5	1.8	-	52.7	62.6
TOT/MOY	923	39954	6.7	1.9	204	100.0	100.0

VIC

Aven Rochas

Impression

DIR (g)	DVT (m)	VOL (m3)	DIA (m)	RLH -	ALT (m)	DVT (%)	VOL (%)
0/ 20	75	2518	6.3	1.5	219	8.4	5.4
20/ 40	144	3165	4.4	1.8	175	16.0	6.8
40/ 60	164	8825	7.2	1.9	205	18.3	18.9
60/ 80	64	943	3.8	1.5	217	7.2	2.0
80/100	82	5351	8.1	1.8	161	9.2	11.5
100/120	45	436	3.2	1.3	218	5.0	0.9
120/140	115	4776	6.8	1.7	193	12.8	10.2
140/160	70	3495	6.6	2.3	161	7.8	7.5
160/180	22	563	5.1	1.8	215	2.5	1.2
PUITS	115	16634	11.9	1.8	-	12.8	35.6
TOT/MOY	896	46696	6.8	1.8	191	100.0	100.0

Aven de la Vigné-Close

Roc

FIN