Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 86 (1993)

Heft: 3

Artikel: Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois

Autor: Bolliger, Thomas / Engesser, Burkart / Weidmann, Marc

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-167271

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Eclogae geol. Helv. 86/3: 1031–1068 (1993)

0012-9402/93/031031-38 $ 1.50 + 0.20/0
Birkhäuser Verlag, Basel

Première découverte de mammifères pliocènes dans le Jura neuchâtelois

Par THOMAS BOLLIGER [1]), BURKART ENGESSER [2]) et MARC WEIDMANN [3])

RÉSUMÉ

Une fente karstique dans la galerie-pilote du tunnel routier sous la Vue-des-Alpes (canton de Neuchâtel, Suisse) a livré une faune de micromammifères qui comprend 20 taxa: 8 soricidés, 1 talpidé, 2 chiroptères, 1 gliridé, 1 éomyidé, 2 cricétidés, 2 arvicolidés, 2 muridés et 1 artiodactyle. Cette faune est datée du Pliocène moyen (Ruscinien, MN 15, env. 3 ma) en se fondant surtout sur les campagnols (*Mimomys*), les mulots (*Apodemus*) et les hamsters (*Kowalskia* et *Baranomys*). La découverte de mammifères pliocènes est exceptionnelle en Suisse, car on devait jusqu'ici constater une lacune dans nos connaissances entre la base du Miocène supérieur (MN 9) et le Pléistocène supérieur. De plus, au nord des Alpes, les faunes de micromammifères de cet âge sont très rares en général. La description de la faune est suivie de sa comparaison avec les faunes contemporaines d'Europe centrale, alors que les faunes méditerranéennes sont très différentes.

Le sédiment remplissant la fente karstique fossilifère est de type résiduel détritique, issu de la dissolution des séries calcaires mésozoïques du Jura, dans des conditions climatiques chaudes et humides; il comprend aussi des pisolithes ferrugineux probablement formés au cours du Pliocène.

Les données concernant les sédiments et la faune permettent pour terminer quelques considérations paléo-écologiques et -climatiques.

ABSTRACT

An assemblage of micromammalian remains has been extracted from a karstic fissure filling in the pilot adit for a road tunnel underneath the Vue-des-Alpes (canton of Neuchâtel, Switzerland). The following 20 mammalian taxa have been distinguished: 8 soricids, 1 talpid, 2 chiropters, 1 glirid, 1 eomyid, 2 cricetids, 2 arvicolids, 2 murids, and 1 artiodactyl. Primarily on account of the arvicolids (*Mimomys*), mice (*Apodemus*), and hamsters (*Kowalskia* and *Baranomys*), the assemblage can be assigned to the Middle Pliocene (Ruscinian, MN 15, c. 3 Ma). The discovery of a Pliocene mammalian fauna in Switzerland is striking, because faunal documentation for the time interval between the Late Miocene (MN 9) and the Late Pleistocene was hinterto completely unknown in this country. Furthermore, mammalian faunas of this age are generally very rare north of the Alps. The faunal elements are described, compared with similar forms from Central Europe, and discussed with regards to differences between them and coeval Mediterranean faunas.

The sediments found in the karst fissure are residual detritics issued by dissolution of the Jura mountains Mesozoic limestones under warm and humid climatic conditions, and mixed with iron pisolites probably formed in the Pliocene.

Finally, both the sedimentological aspects and the remaining fossils found are discussed in view of their implications on palaeoecology and palaeoclimates.

[1]) Paläontologisches Institut und Museum der Universität, Künstlergasse 16, CH-8006 Zürich, Switzerland.
[2]) Naturhistorisches Museum Basel, Augustinergasse 2, CH-4001 Basel, Switzerland.
[3]) Sentier du Molard 3, CH-1805 Jongny, Switzerland.

ZUSAMMENFASSUNG

Aus einer Karstfüllung des Pilotstollens des Strassentunnels unter der Vue-des-Alpes (Kanton Neuchâtel, Schweiz) wurde eine Kleinsäugerfauna geborgen. Es konnten 20 Säugetiertaxa unterschieden werden: 8 Soriciden, 1 Talpide, 2 Chiroptera, 1 Gliride, 1 Eomyide, 2 Cricetiden, 2 Arvicoliden, 2 Muriden und 1 Artiodactyle. Vor allem aufgrund der Wühlmäuse (*Mimomys*), der echten Mäuse (*Apodemus*) und der Hamster (*Kowalskia* und *Baranomys*) konnte die Fauna ins mittlere Pliozän (Ruscinien, MN 15, ca. 3 Ma.) eingestuft werden. Der Fund einer pliozänen Säugetierfauna ist deswegen so aufsehenerregend, weil bisher in der Faunendokumentation zwischen unterstem Obermiozän (MN 9) und dem Jungpleistozän in der Schweiz eine grosse Lücke klaffte, aus welcher keinerlei Säugetierfunde bekannt waren. Zudem sind Säugerfaunen dieses Alters nördlich der Alpen generell sehr selten. In der Folge werden die Faunenelemente vorgestellt, mit ähnlichen Formen Mitteleuropas verglichen und die Unterschiede zu gleichaltrigen Mediterranfaunen diskutiert.

Das Sediment ist ein charakteristischer Lösungsrückstand, unter warmen und feuchten klimatischen Bedingungen aus den mesozoischen Jurakalken gebildet; es enthält auch bohnerzartige Bildungen die vermutlich ebenfalls im Pliozän entstanden sind.

Schliesslich werden sedimentologische Aspekte und die übrigen Fossilien mit paläoökologischen und klimatischen Befunden in Beziehung gebracht.

1. Introduction

On a déjà attribué un âge «pliocène» à diverses formations, dans le Jura ou sur le Plateau suisse; c'est ce que proposaient par exemple Buxtorf & Koch (1920) pour divers épandages de galets en provenance des Vosges ou de la Forêt Noire, ou Liniger (1966; 1967, table 4) pour la Wanderblock-Formation, pour une partie des Grès vosgiens ou pour certains dépôts d'altération typiques du Jura septentrional («Weisse Serie», «gebleichte Erden») ou encore Hofmann (1957) pour une partie des Deckenschotter. Cependant, ce que les auteurs entendaient par Pliocène n'a jamais été très clairement précisé et, de toutes façons, on n'a jamais pu dater avec certitude ces divers ensembles lithologiques, si bien que leur attribution au Pliocène demeure une pure spéculation.

En Suisse, seuls les Graviers vosgiens de l'Ajoie ont livré une faune de grands mammifères, avec notamment *Hipparion*, ce qui les date de la base du Miocène supérieur = MN 9 (Engesser 1990, fig. 1). Et il nous semble plus prudent, jusqu'à plus ample informé, de ne pas tenir compte du fameux *Hipparion* de Ste Croix (ou d'Yvonand!), dont Stehlin (1914) a tenté en vain de percer le mystère.

En Bresse par contre, entre Dijon et Gray, Delafond & Depéret (1894, p. 135–140) mentionnent dans les «argiles à minerai de fer pisolithique» la présence de *Mastodon borsoni* (nommé aujourd'hui *Zygolophodon borsoni*), de *Mastodon arvernensis* (= *Anancus arvernensis*), de *Tapirus arvernensis*, d'un rhinocéros, de *Palaeoryx cordieri* et d'un *Hipparion* vraisembablement proche de *Hipparion crassum*. Selon nos auteurs, ces deux dernières formes «...impliquent pour les minerais de fer un âge pliocène ancien, qui ne saurait être remonté plus haut que le niveau de la faune de Montpellier et de Perpignan (Pliocène moyen), et suffisent à différencier cet horizon de ceux du Pliocène supérieur de Perrier, de Chagny, du Val d'Arno, où manquent le *Palaeoryx cordieri* et où le Cheval a remplacé définitivement l'*Hipparion*.» Le gisement de Perpignan est devenu la localité-type de la biozone de mammifères MN 15. Il faut donc noter que ces couches bressanes riches en limonite ont un âge très proche de celui de la faunule isolée dans notre remplissage karstique de la Vue-des-Alpes. Liniger (1967, p. 423) considère que ces dépôts terrestres de la Bresse appartiennent aux «gebleichte Erden» ou «Weisse Serie» qui sont plus jeunes que les Graviers vosgiens et plus anciens que les Graviers du Sundgau.

De toutes manières, dans le Tertiaire jurassien si complexe, il est dangereux de vouloir corréler une formation bien datée avec d'autres dépôts lithologiquement semblables, mais situés dans d'autres régions. Seules des datations rigoureuses permettront de faire progresser nos connaissances: une recherche systématique de petits mammifères est en cours et va dans ce sens (Kälin 1993).

Circonstances de la découverte

Au début d'avril 1990, l'un de nous (T. B.) eut l'occasion de visiter la galerie-pilote, alors en cours de percement, du tunnel routier sous la Vue-des-Alpes (route principale J20). Et ceci grâce à l'invitation de Richard Kocherhans, ingénieur associé au projet. Cette galerie-pilote était forée par un tunnelier avec un diamètre de 3 m. Dès le portail de Fontainemelon, situé dans les calcaires très redressés du Jurassique supérieur, le tunnel avait rencontré des conduits karstiques qui n'ont pas manqué de causer quelques soucis aux contructeurs: TM (cumulée en mètres à partir du portail SE) 115 = système de puits et caverne; TM 310 = paléokarst pliocène étudié ici; TM 800 = zone karstique colmatée qui s'est ensuite révélée, lors du creusement du tunnel en grande section, être liée à une énorme caverne; TM 915 = karst colmaté; TM 1215 = karst ouvert.

Le karst de TM 310 était en partie colmaté par des matériaux meubles de teinte jaune-brune, nettement stratifiés, sableux et argileux. De tels sédiments étant toujours susceptibles de livrer des vertébrés, 8 kg furent prélevés, lavés avec H_2O_2 et tamisés. Le tri de l'important résidu sableux ayant livré 3 dents de micromammifères, il fut décidé de poursuivre les recherches. Grâce à l'amicale et efficace collaboration de J. Meia et de X. Tschanz, qui était chargé du relever géologique de la galerie, nous avons pu, au cours de deux visites successives, extraire de la fissure karstique TM 310 environ 160 kg de sédiment. D'autres remplissages karstiques ont également été échantillonnés pour comparaison.

Les travaux de percement devant se poursuivre sans interruption, nous n'avons pas du travailler en galerie dans des conditions optimales: éclairage réduit, accès difficile à la calotte, temps de séjour souterrain limité, etc. Néanmoins, les observations et prélèvements essentiels ont pu être réalisés. L'excavation du tunnel routier en pleine section a ensuite détruit la galerie-pilote qui était située en calotte, dans l'axe du grand tunnel. Au cours de cette deuxième phase des travaux, l'organisation du chantier et la méthode d'avancement excluaient toute observation des parois qui étaient immédiatement revêtues. Il n'a donc pas été possible du suivre la continuation du paléokarst vers le bas.

2. Situation géologique

Le tunnel routier de la Vue-des-Alpes joint directement le Val-de-Ruz au SE à la dépression des Convers au NW. Son tracé est parallèle à celui du tunnel ferroviaire des Loges, que les prévisions et relevers géologiques détaillés de A. Gressly ont rendu célèbre dès le siècle dernier (Desor & Gressly 1859; Portmann 1966). La fig. 1 donne la situation de ces deux ouvrages souterrains, et la fig. 2 un profil géologique sommaire; voir aussi la carte géologique au 1:25000 (Bourquin et al. 1968) et, dans sa notice explicative (Suter & Lüthy 1969), le profil 3 de la pl. I.

Le portail SE du tunnel se situe dans les calcaires lités du Portlandien, très redressés au flanc septentrional du synclinal du Val-de-Ruz. Après environ 100 m, la galerie pénètre dans les micrites beiges claires en gros bancs massifs du Kimmeridgien, dans lesquels elle se maintiendra sur plus de 300 m avant de passer au Séquanien. La fente karstique fossilifère est située dans le Kimmeridgien qui est subvertical et apparemment très peu fracturé aux environs de TM 310, dont les coordonnées géographiques sont: 558.065/212.395/ ~986 m.

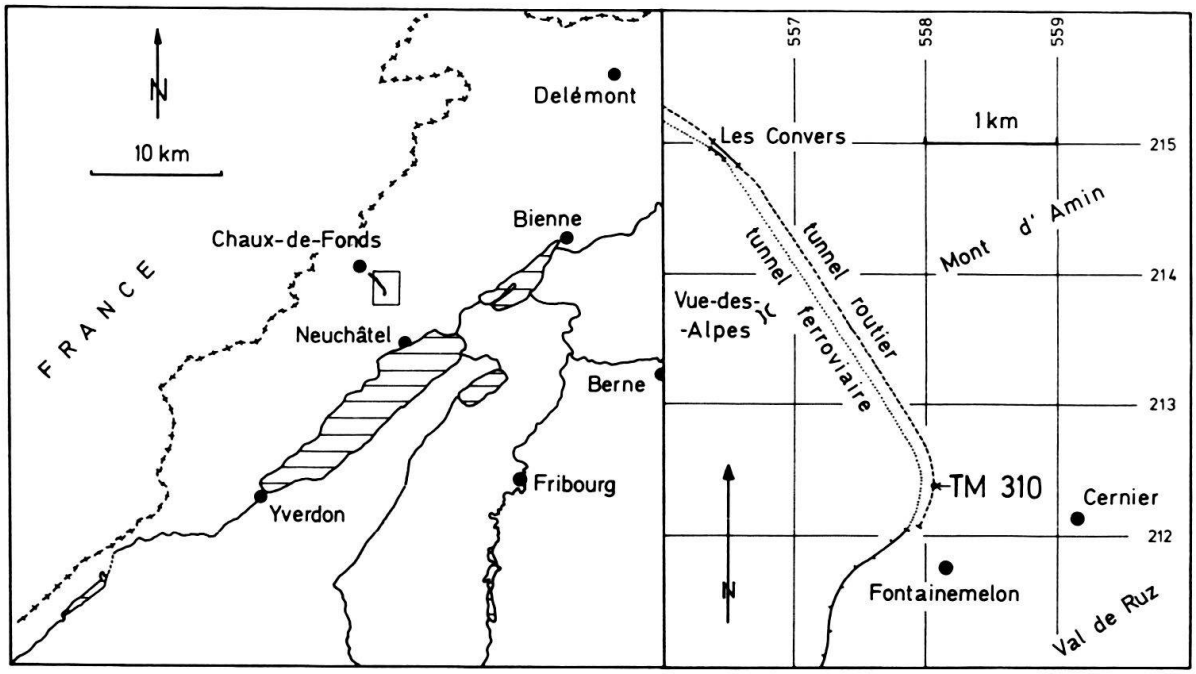


Fig. 1. Situation du tunnel routier sous la Vue-des-Alpes, du tunnel ferroviaire des Loges et de la fente karstique TM 310.

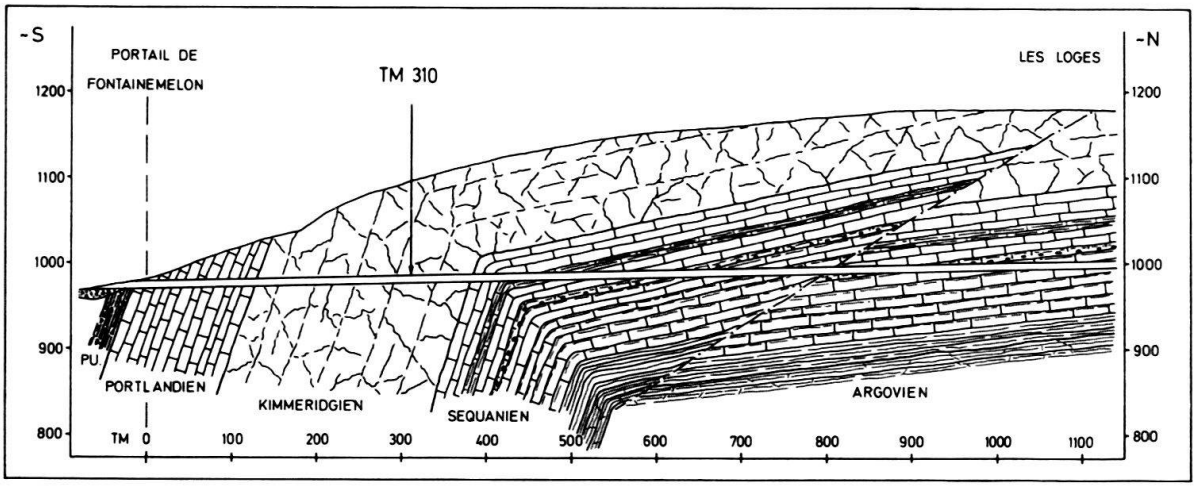


Fig. 2. Profil géologique passant par l'axe du tunnel routier sous la Vue-des-Alpes (extrémité Sud), montrant la position de la fente karstique TM 310. Ce profil déroule la courbe tracée par le tunnel. Dessiné par J. Meia en décembre 1990, après le percement de la galerie-pilote.

La fente karstique TM 310

La fente était béante horizontalement dans le haut du «parement» W (la section de la galerie est circulaire!) entre TM 307 et TM 310; elle était longue d'un peu moins de 3 m et haute de 40 à 60 cm (fig. 3). Elle était entièrement colmatée par des sédiments stratifiés meubles qui ont été en partie lessivés lors du forage de la galerie, le reste étant ensuite exploité par nos prélèvements. Vers le bas et vers l'W, ce remplissage empêchait d'observer la prolongation aval du conduit karstique, lequel paraît toutefois se situer à l'extrémité N de la fente.

En calotte par contre s'ouvrait sa prolongation amont (fig. 4), sous la forme de deux petites galeries vides, fortement concrétionnées, montrant une section triangulaire à quadrangulaire d'environ 100–300 cm^2. Une galerie montait obliquement vers l'W et l'autre vers le S; ces deux conduits se rejoignaient peu au-dessus du niveau de la calotte pour former une seule fente largement ouverte qui a suivi une fissure verticale orientée N55E. En cas de fortes pluies, ces deux petites galeries amenaient un peu d'eau (observations de X. Tschanz). Le karst est donc temporairement actif au-dessus de la galerie-pilote, il semble par contre colmaté plus bas. Un exutoire devait bien exister pour évacuer les venues d'eau temporaires, mais il n'a pas été localisé.

Le remplissage sédimentaire

De teinte générale jaune-brune-moutarde, le remplissage fossilifère est stratifié en couches irrégulières de matériel meuble, alternativement grossier et très fin. Le passage d'une couche à l'autre est en général franc. De bas en haut, on a relevé (fig. 3):

1) – sable très grossier, brun foncé, très riche en pisolithes, sans argile, non stratifié, 2–5 cm.
2) – argile beige-moutarde, avec des lamines de silt et sable fin qui soulignent une stratification entrecroisée, 2–15 cm;
3) – sable moyen à stratification entrecroisée, jaune-brun assez clair, devient plus grossier à l'extrémité S, 5–20 cm;
4) – idem 2, 0–10 cm;
5) – sable fin-moyen à stratification entrecroisée, 5–10 cm;
6) – idem 2, 5–10 cm.

Ni le sédiment de remplissage, ni les parois concrétionnées de la fente ou des conduits ne montrent la moindre trace d'une perturbation tectonique postérieure au dépôt.

Dans les zones les plus grossières 1 et 3, quelques petits galets sont dispersés (diamètre maximum 5 cm): ce sont des calcaires très corrodés provenant surtout du Jurassique supérieur local, mais aussi du Crétacé inférieur pour quelques-uns (déterminations de X. Tschanz). Ces derniers terrains n'affleurent plus en surface au droit de la galerie, sur le plateau des Loges-Montagne de Cressier, où ils ont été érodés; on les trouve par contre quelques kilomètres plus à l'E, dans le synclinal du Pâquier.

La fraction sableuse fine ou grossière est faite d'environ 60–70% de grains de quartz, 20–30% de pisolithes ferrugineux, 10% de grains de calcaire, d'asphalte et de fossiles divers.

Les quartz, de toutes tailles, sont très souvent bi-pyramidés et un peu usés, riches en inclusions solides (gypse), liquides ou gazeuses; les cristaux les plus usés présentent un aspect craquelé en surface et ils sont encroûté d'une mince pellicule ferrugineuse ocre. Moins fréquemment, ce sont des quartz fénestrés et, rarement, des quartz-sceptres. Tous

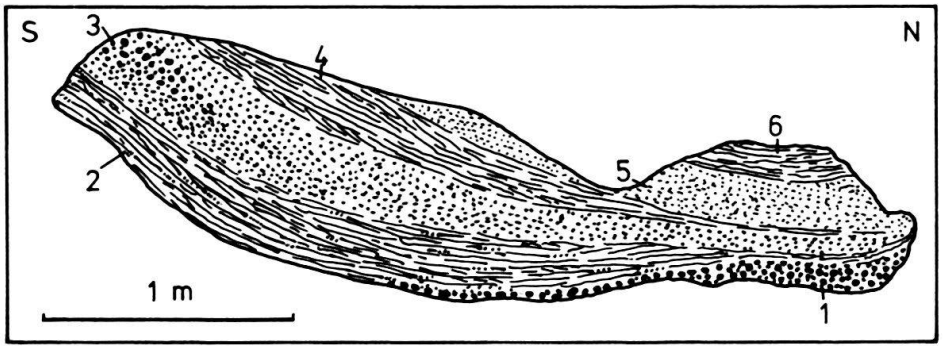


Fig. 3. Remplissage de la fissure TM 310, en haut du parement gauche de la galerie-pilote du tunnel de la Vue-des-Alpes. Légende détaillée dans le texte. Dessin schématique d'après une photographie.

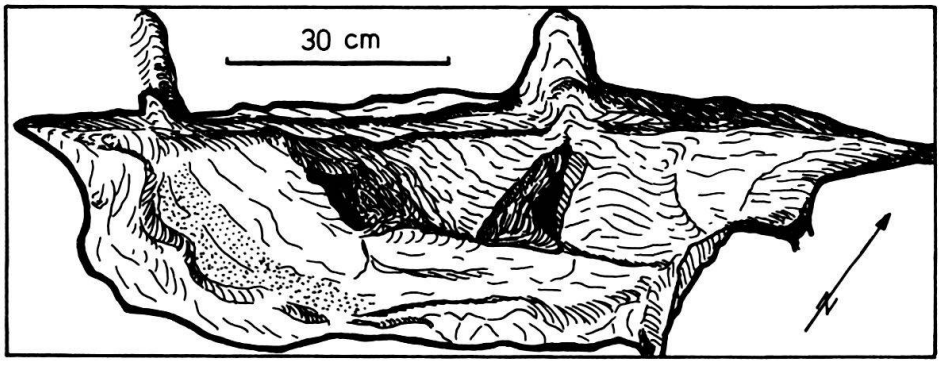


Fig. 4. Vue en calotte des deux conduits karstiques amont débouchant sur la fente colmatée TM 310. Un peu de sédiment sableux (points) adhère encore sur une des parois de la cavité. La surface courbe taillée par le tunnelier est en blanc. Dessin schématique d'après une photographie.

ces types de quartz se présentent aussi en aggrégats ou rosettes de quelques dizaines de cristaux. Pour J. Mullis (Min.-Petr. Institut, Basel), qui a bien voulu en examiner un échantillon représentatif, ils sont parfaitement identiques, jusque dans leurs plus intimes détails, à ceux qui ont été étudiés par Kosztolanyi et al. (1987). Ce sont des quartz autigènes à inclusions évaporitiques qui sont fréquents dans les faciès confinés inter- ou supratidaux; ils sont caractéristiques du Portlandien et du Purbeckien jurassiens (Mojon & Strasser 1987, Mojon 1989) et ils y indiquent une diagenèse précoce en milieu sulfaté (Arbey 1980). On trouvera dans le travail de Duplaix & Guillaume (1962, pl. I) d'excellentes microphotos illustrant ces divers types de quartz qui sont couramment remaniés dans des Formations jurassiennes plus jeunes, telles que le Sidérolithique éocène, les Molasses oligocène et miocène ou les dépôts glaciaires et périglaciaires.

Il faut signaler en outre la présence de quelques très rares grains quartzeux, presque toujours des améthystes violettes, qui sont parfaitement arrondis. Ils pourraient avoir une toute autre origine, car on n'a jusqu'ici trouvé de l'améthyste que dans les Graviers vosgiens (Liniger & Rothpletz 1964).

Les pisolithes ferrugineux ont été analysés par V. Serneels (Centre d'analyse minérale, Lausanne) et les résultats comparés avec ceux fournis par d'autres pisolithes provenant de divers gisements jurassiens de Sidérolithique. En ce qui concerne les éléments majeurs, nos pisolithes révèlent une teneur en Fe_2O_3 (65.6%) qui se situe dans la gamme des

pisolithes du Sidérolithique éocène jurassien (55–70%); le rapport SiO_2/Al_2O_3 est élevé (2/1) sans être anormal; les teneurs en Mn et P sont aussi assez élevées. Du point de vue des éléments-traces, on constate que l'ordre de grandeur de l'abondance des éléments est semblable dans l'échantillon TM 310 à ce qu'il est dans les autres pisolithes du Sidérolithique du Jura; de même, certains rapports entre éléments sont identiques, par exemple Y > Rb, Y > Sr, V > tous les autres, Cu > Pb, Pb = Zn, etc.

Beaucoup des grains «pisolithiques» ne sont pas faits de goethite comme on s'y attendait, mais bien de maghémite, un ferrioxyde magnétique cubique (détermination par B. Hofmann, Berne). En section, ces grains ne montrent pas de structure concentrique, ils ont été arrondis et extérieurement polis par usure mécanique. Hofmann (1991, 1993, comm. écrite) avait déjà mis en évidence de la maghémite dans les «Pseudobohnerze» récemment étudiés dans le canton de Schaffhouse et dans la région de la Wutach (Allemagne) et attribués au Plio-Pléistocène.

Les pisolithes ferrugineux, inclus dans une matrice argileuse «brun-chocolat», sont fréquents dans les remplissages karstiques du Haut-Jura: ils ont été attribués au Sidérolithique éocène, soit encore en place, soit «repris par les écoulements post-glaciaires réjuvénés» (Kubler 1986). Mais on devrait désormais considérer une autre possibilité pour leur origine: ils se seraient formés au cours du Mio-Pliocène, alors que que régnait dans la région un climat chaud et humide. C'est l'origine postulée par Delafond & Depéret (1894, p. 112) pour les minerais ferrugineux du Pliocène bressan et par Bartz (1950) pour ceux du Pliocène de la Hesse rhénane. Ce pourrait aussi être le cas des «Lehme mit Pseudo-Bohnerz» ou «Junges Bohnerz» du bassin de Delémont (Liniger 1925, p. 49) qui ont été assimilés aux «Gebleichte Erden» et «Weisse Serie» et attribués au Pliocène supérieur (Liniger 1967).

D'autres restes ferrugineux ont encore été isolés dans le remplissage karstique de la Vue-des-Alpes: il s'agit de pseudomorphoses de pyrite (cubes et dodécaèdres) et de minuscules (< 1 mm) moules internes limonitisés de gastéropodes et de bivalves, ces derniers présentant de curieux reflets irisés et nacrés en surface. Ces fossiles ne proviennent vraisemblablement ni du Pliocène, ni du Sidérolithique éocène, à moins qu'ils y aient déjà été remaniés depuis une formation plus ancienne, par exemple les «Calcaires roux» limoniteux du Valanginien supérieur, qui affleurent actuellement pas très loin de la Vue-des-Alpes (Suter 1920, p. 13–14). Des fossiles limoniteux tout à fait comparables ont été trouvés par D. Kälin (comm. orale) dans des marnes de la «Juranagelfluh» (OSM) directement transgressives sur l'Oolithe ferrugineuse du Dogger.

Les fragments d'asphalte ne dépassent pas 2–3 mm de longueur; ils sont nettement usés et remaniés. Jusqu'ici, on ne connaissait pas dans la région un indice asphaltique (Rickenbach 1947), d'où pourraient provenir nos grains d'asphalte. On sait toutefois que les migrations d'hydrocarbures plus ou moins dégradés sont courantes dans les séries jurassiques et crétacées du Jura, à partir des roches-mères d'âge paléozoïque, triasique ou toarcien (Bitterli 1972, Zweidler 1985).

Les autres éléments de la fraction sableuse sont des grains de calcaires divers, toujours usés et très corrodés; ils n'ont pas été déterminés. Le tri minutieux sous la loupe binoculaire du volumineux résidu de tamisage (> 0.5 mm) a livré en outre d'assez nombreux fossiles calcaires plus ou moins fragmentaires, usés et souvent silicifiés: coquilles de mollusques divers, piquants et plaques d'échinides, articles de crinoïdes, bryozoaires, éponges ou algues; ils paraissent tous avoir été remaniés des calcaires et marnes du

Jurassique. En plus des dents de mammifères dont il sera question plus loin, le résidu de lavage-tamisage a livré encore d'autres restes de vertébrés, eux aussi remaniés du Mésozoïque:

- une petite dent de raie: *Spathobatis* sp. (dét. R. Kindlimann) datant du Kimmeridgien;
- quelques fragments de dents de *Heterodontus* sp., *Hybodus* sp., Galeomorphii indet. (dét. R. Kindlimann);
- plusieurs autres dents de sélaciens et de batoïdes qui sont trop usées ou fragmentaires pour être déterminées;
- de très nombreuses dents en pavé de poissons osseux, parmi lesquelles domine *Microdon* (?) sp., ainsi que plusieurs dents de *Saurichthys* (?) sp.;
- un fragment de dent roulé qui ne peut provenir que d'un reptile.

La fraction argileuse du remplissage de la fente fossilifère a été analysée par Ph. Thélin (Institut de Minéralogie-Pétrographie, Lausanne): elle est faite uniquement de kaolinite et de vermiculite (avec éventuellement la présence discrète d'un interstratifié de type illite-smectite). Une telle composition exclut toute influence par du matériel d'origine alpine, repris soit d'une molasse, soit d'une moraine; elle est par contre tout à fait compatible avec l'altération par décalcification des séries calcaires et marno-calcaires locales (Kubler et al. 1978), dans des conditions climatiques relativement humides et chaudes si l'on se réfère à la présence de kaolinite (Pochon 1978).

Nous devons l'analyse des minéraux lourds à M. A. Mange (Earth Sciences Dept., Oxford). En plus d'innombrables grains d'hydroxydes de fer, les minéraux suivants ont été déterminés: zircon 50%, tourmaline 20%, rutile 8%, staurotide 4%, épidote 3%, clinozoïsite 7%, zoïsite 3%, andalousite 1%, anthophyllite 1%, sphalérite 1%, barytine 2%. Il faut relever l'absence du grenat et de l'apatite, ainsi que le très faible pourcentage de l'épidote qui est toujours corrodée; celà pourrait provenir de conditions d'altération prolongées en milieu acide. Notons aussi le haut degré d'arrondi de la tourmaline, du rutile et du zircon, ce dernier pouvant toutefois aussi se présenter en cristaux idiomorphes intacts. Ce cortège de minéraux lourds est donc typiquement résiduel et il ne témoigne pas non plus d'une influence d'origine alpine. Il est relativement proche de celui des limons et sables d'altération de la «Weisse Serie» d'Ajoie (F. Hofmann, *in* Liniger 1967, table 3, nos 49 et 50) qui contiennent 74–77% de zircon, 8–15% de rutile, 5–12% de staurotide, 3–4% de tourmaline, 0–2% de disthène.

Pour terminer cet inventaire minéralogique et lithologique du remplissage karstique TM 310, signalons enfin que nous n'y avons jamais observé de mica, ni de grains de glauconie. En outre, une préparation palynologique de la fraction argileuse n'a pas donné de résultat: les microfossiles organiques ont vraisemblablement été détruits par le milieu de dépôt trop oxydant, ce à quoi on devait s'attendre (Groner 1990).

Par ses caractéristiques minéralogiques, le remplissage du paléokarst TM 310 se range donc clairement dans la première des deux familles de remplissages karstiques que distinguent Kubler et al. (1978), Meia & Pochon (1980), Kubler (1986), à savoir celle qui est issue de l'altération des séries marno-calcaires du substratum mésozoïque et qui n'a pas été contaminée par les «...associations minéralogiques plus récentes, typiques des sols, de l'éolien superficiel omniprésent, des moraines et des molasses».

3. Description systématique des restes de mammifères

Les quelque 160 kg de sédiment lavé et trié ont livré 220 dents de mammifères (y compris les fragments déterminables) représentant 20 taxa, les restes osseux étant très rares. La plupart des dents portent les traces plus ou moins nettes d'un transport. Une grande partie des dents de Soricidés, de Muridés et d'Arvicolidés ne comporte plus que la couche d'émail, la dentine ayant été largement corrodée par des eaux aggressives. Mais ce n'est pas le cas des dents de *Glis* et de *Kowalskia*, dont la composition de la dentine doit être différente. La destruction préférentielle de la dentine et des os a été signalée par Andrews (1990, p. 123, 124) et nommée «cave corrosion». Elle indiquerait que les restes des mammifères furent exposés très longtemps sur le sol d'une cavité souterraine où les conditions climatiques étaient relativement chaudes et humides, en milieu probablement acide, ce qui a favorisé la dissolution partielle de la dentine. Les dents corrodées ont ensuite été remaniées, mélangées au sédiment et redéposées plus loin et plus bas dans le karst.

Comparée aux faunes livrées par d'autres paléokarst, celle du tunnel de la Vue-des-Alpes apparait comme étant pauvre en ce qui concerne les micromammifères; par contre, les dents de poissons provenant de la décalcification des calcaires mésozoïques sont relativement abondantes. De plus, il faut relever que les insectivores sont fortement représentés par rapport aux rongeurs:

Insectivores:	28%	Soricidae:	27.5%
		Talpidae:	0.5%
Chiroptères:	1%	Rhinolophidae:	1%
Rongeurs:	70%	Eomyidae:	0.5%
		Arvicolidae:	3%
		Muridae:	25.5%
		Cricetidae:	13%
		Gliridae:	28%
Artiodactyles:	1%	Ruminantia:	1%

L'abondance des Gliridés est ici tout à fait inhabituelle, alors que, dans d'autres gisements contemporains, on ne trouve que le genre *Glis*, par ailleurs pauvrement représenté. Si tous les groupes de rongeurs sont peu variés, on note par contre la présence de 8 espèces de Soricidés.

Dans la description du matériel, les dimensions sont données en mm. Tous les fossiles sont conservés au Muséum d'histoire naturelle de Bâle; ceux qui sont figurés portent un numéro «VdA».

Ordre **Insectivora** Bowdich 1821
Famille **Soricidae** Gray 1821

Les restes de Soricidés comptent pour environ un tiers des dents de mammifères. Cependant les dents fragiles de ces Insectivores sont presque exclusivement représentées par des fragments. La pigmentation des pointes des dents est remarquablement bien conservée, si bien que même de menus fragments de couleur vive rouge-brun peuvent être reconnus comme appartenant à un Soricidé. Ce sont les incisives inférieures qui sont les mieux conservées et, sur la base de ces seules dents, on peut distinguer 7 différentes

formes de musaraignes (fig. 5). Toutes ces incisives sont nettement pigmentées. Une P4 inf., non pigmentée, permet de porter à 8 le nombre des Soricidés de la Vue-des-Alpes.

Ce grand nombre de formes de Soricidés n'est pas inhabituel dans les remplissages de fissures datant du Pliocène (Reumer 1984): on en compte par exemple 8 dans les localités d'Osztramos 1 et 9 (toutes deux datant de MN 14), 12 à Csarnóta 2 (MN 15) et même 15 à Osztramos 7 (MN 16).

Soricidé 1: *Blarinoides mariae* SULIMSKI 1959
(Fig. 5g, Fig. 6)
Matériel: 11 fragments de dent

La plupart des restes de Soricidés appartiennent à *Blarinoides mariae*. La grande incisive inférieure montre une très forte pigmentation et trois denticules («tricuspidate» d'après Reumer 1984). La dernière dent intermédiaire de la mâchoire inférieure (nommée P4 par de nombreux auteurs) est représentée par 4 exemplaires dans le matériel de la Vue-des-Alpes. Deux d'entre eux montrent la double pointe caractéristique qui n'est observable que sur les exemplaires non usés (Reumer 1984, pl. 26/9). La M1 sup., dont nous avons deux fragments, est également très typique chez cette espèce avec son hypocône nettement détaché, de même que la M2 inf., courte et trapue, représentée par un exemplaire presque complet. Sur les molaires, presque toute la couronne dentaire est pigmentée.

B. mariae est très fréquent dans les faunes pliocènes d'Europe orientale. L'extension stratigraphique de cette espèce s'étend d'après Reumer (1984) de MN 14 à MN 16.

Soricidé 2: *Beremendia fissidens* (PETÉNYI 1864)
(Fig. 5f)
Matériel: 4 fragments de dent

Deux fragments d'incisive inférieure montrent la structure caractéristique de *B. fissidens*: leur bord supérieur ne montre pas de denticule accessoires («acuspulate» d'après Reumer 1984), et seule l'extrémité est pigmentée. On distingue une forte gouttière sur le côté interne. En outre, un fragment de P4 inf. montre l'arête typique dirigée de la pointe principale vers l'arrière et fortement incurvée vers l'intérieur un peu avant le milieu de la dent. Enfin une M2 sup. très usée peut être également attribuée à *Beremendia*. On connait aussi une petite espèce de *Beremendia* (*B. minor* RZEBIK 1976), mais les dimensions de nos fragments excluent cette espèce.

B. fissidens était répandu dans toute l'Europe pendant une très longue période: de MN 14 à Q 1. Tout comme *Blarinoides*, *Beremendia* est considéré comme étant un genre opportuniste, vivant aussi bien en forêt que dans des biotopes de prairie ou de steppe buissonnante (Reumer 1984).

Soricidé 3: gen. et sp. indet.
(Fig. 5e)
Matériel: 8 fragments de dent

Le matériel de la Vue-des-Alpes comprend 8 fragments d'incisives qui semblent appartenir tous au même Soricidé de taille moyenne. Ces incisives inférieures présentent deux denticules accessoires sur le bord supérieur («bicuspulate» selon Reumer 1984), elles sont fortement pigmentées depuis l'extrémité jusqu'au-dessus du deuxième denticule acces-

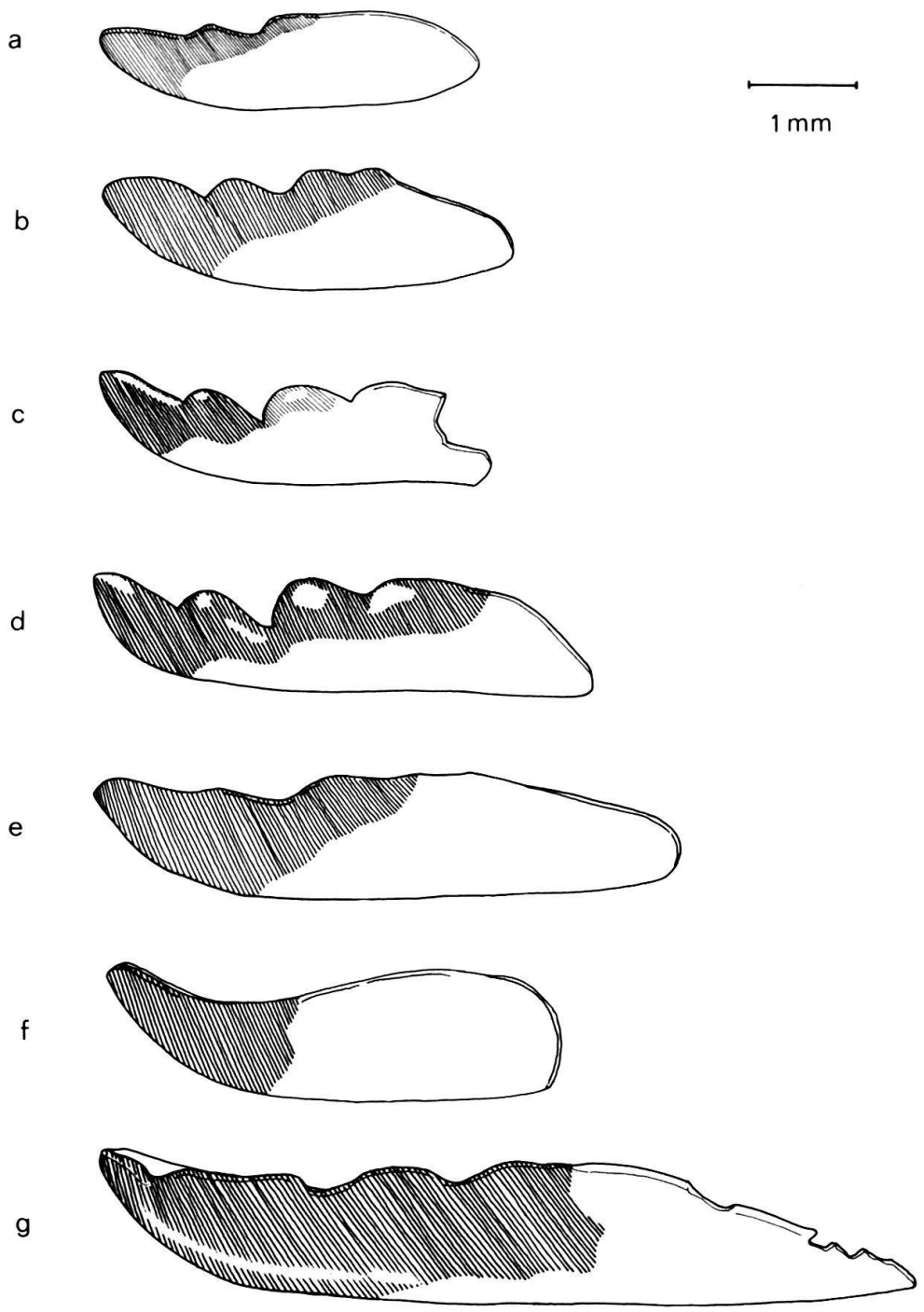


Fig. 5. Les incisives inférieures de sept Soricidés.
a) Soricidé 7: cf. *Petenyia hungarica* KORMOS 1934, I inf. sin, VdA 1
b) Soricidé 6: cf. *Blarinella*, I inf. dext. (inversé), VdA 2
c) Soricidé 5: cf. *Sorex* (*Drepanosorex*), I inf. sin., VdA 3
d) Soricidé 4: *Deinsdorfia* cf. *hibbardi* (SULIMSKI 1962), I inf. sin., VdA 4
e) Soricidé 3: gen. et sp. indet., I inf. sin., VdA 5
f) Soricidé 2: *Beremendia fissidens* (PETÉNYI 1964), I inf. dext. (inversé), VdA 6
g) Soricidé 1: *Blarinoides mariae* SULIMSKI 1959, I inf. dext. (inversé), VdA 7
Toutes ces dents sont endommagées ou roulées à leur extrémité postérieure, vers la racine. Elles ont été dessinées comme elles sont conservées. Les surfaces hachurées sont pigmentées. Toutes les fig.: 12.5 ×

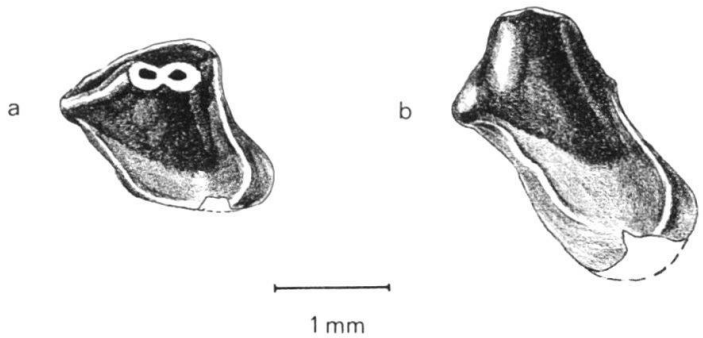


Fig. 6. *Blarinoides mariae* SULIMSKI 1959, P4 inf. dext. (inversé), VdA 8
a) vue occlusale, b) vue linguale 12.5 ×

soire et elles ne montrent du côté interne qu'une faible gouttière ou pas de gouttière du tout. Ces dents ressemblent beaucoup aux incisives de *Petenyia hungarica* (voir le Soricidé 7), mais elles sont nettement plus grandes. Comme on ne dispose pas d'autres éléments dentaires qui pourraient être rattachés à ces fragments d'incisives, il n'est pas possible de déterminer cette forme avec davantage de précision.

Soricidé 4: *Deinsdorfia* cf. *hibbardi* (SULIMSKI 1962)
(Fig. 5d)
Matériel: 4 fragments de dent

Pour cette forme également, on ne dispose que de 4 fragments d'incisives qui montrent une division prononcée en trois denticules accessoires sur le bord supérieur («tricuspidate»). Ces denticules accessoires, et tout particulièrement le premier et le deuxième, sont fortement boursouflés latéralement et très vivement pigmentés. Nos fragments se rattachent très bien aux incisives inférieures de *Deinsdorfia*. Des denticules accessoires boursouflés situés sur le bord supérieur sont typiques de *D. hibbardi*, une espèce dont les incisives ont les mêmes dimensions que celles de nos fragments. *D. hibbardi* a été identifié dans les zones MN 15-16-17.

Soricidé 5: cf. *Sorex* (*Drepanosorex*)
(Fig. 5c)
Matériel: 4 fragments de dent

Quatre fragments d'incisives inférieures possèdent, tout comme le Soricidé 4, trois denticules accessoires au bord supérieur. Mais ces denticules ne sont pas boursouflés comme ceux que l'on observe sur les incisives du Soricidé 4. De plus, le premier denticule accessoire est moins élevé et la dent est un peu plus petite. Elle présente une forte pigmentation jusque derrière le troisième denticule accessoire. Son côté interne ne montre qu'une faible gouttière. Tant par leur morphologie que par leurs dimensions, ces fragments de dents ressemblent aux incisives inférieures des *Drepanosorex*. Le genre *Drepanosorex* KRETZOI a été placé par Reumer (1985) comme sous-genre de *Sorex*.

Soricidé 6: cf. *Blarinella*
(Fig. 5b)
Matériel: 2 fragments de dent

Ces deux fragments d'incisive inférieure d'un petit Soricidé se distinguent par un bord supérieur tranchant portant trois denticules accessoires («tricuspidate») qui sont latéralement aplatis. Alors que le premier denticule accessoire est nettement élevé et joint à la pointe principale de la dent, le deuxième et tout particulièrement le troisième ne se marquent que par une faible surélèvation de la surface supérieure de la dent. La vive pigmentation s'étend obliquement depuis le bord inférieur de la dent jusque derrière le troisième denticule accessoire. C'est aux incisives de *Blarinella* que nos fragments ressemblent le plus.

Ce genre existe déjà dans la zone MN 11 et il vit encore aujourd'hui dans le Sud de la Chine. L'espèce *B. europaea* Reumer 1984 a été reconnue dans les zones MN 14-15-16.

Soricidé 7: cf. *Petenyia hungarica* KORMOS 1934
(Fig. 5a)
Matériel: 1 fragment de dent

Ce fragment d'incisive inférieure ressemble beaucoup aux deux fragments décrits plus haut (Soricidé 6), mais cependant ses denticules accessoires du bord supérieur sont moins prononcés et la zone pigmentée est aussi un peu plus petite. On observe deux denticules accessoires aplatis et il est possible qu'un troisième denticule ait été complètement effacé par l'usure due au transport. Par sa forme et par ses dimensions, ce fragment correspond bien à *P. hungarica*.

Le genre monospécifique *Petenyia* se trouve depuis MN 14 jusqu'au Biharien.

Soricidé 8: cf. *Crocidura*
Matériel: 1 fragment de dent

Un fragment de P4 inf. révèle la présence d'une dernière forme de Soricidé. Cette petite dent ne porte qu'un denticule accessoire et n'est pas pigmentée. Comme les dents de toutes les autres formes de Soricidés (1 à 7) montrent des pointes pigmentées, on ne peut leur rapporter ce fragment de dent. Une comparaison avec les P4 inf. d'autres Soricidés suggère un rapprochement avec *Crocidura*, parce que la petite dent de la Vue-des-Alpes ne possède pas la fosse postéro-linguale typique des Soricinae.

Famille **Talpidae** GRAY 1825
Talpidé gen. et sp. indet.
Matériel: 2 fragments de dent

La présence d'une taupe se fonde sur le talonide d'une M1 inf. ou M2 inf. et sur un fragment d'une P4 sup. Leurs dimensions suggèrent que ces deux pièces appartiennent à une même forme de très petite taille, de la grandeur de *Desmanella stehlini*.

Ordre **Chiroptera** BLUMENBACH 1779
Famille **Vespertilionidae** GRAY 1821
Vespertilionidé cf. *Myotis*
(Fig. 7)
Matériel: 1 fragment de mandibule

Une chauve-souris de petite taille est représentée par une mandibule fragmentaire et très usée. La canine occupe encore son alvéole, mais sa pointe est brisée. Devant cette dent, on identifie trois incisives qui ont été abrasées jusqu'à la racine. En arrière de la canine,

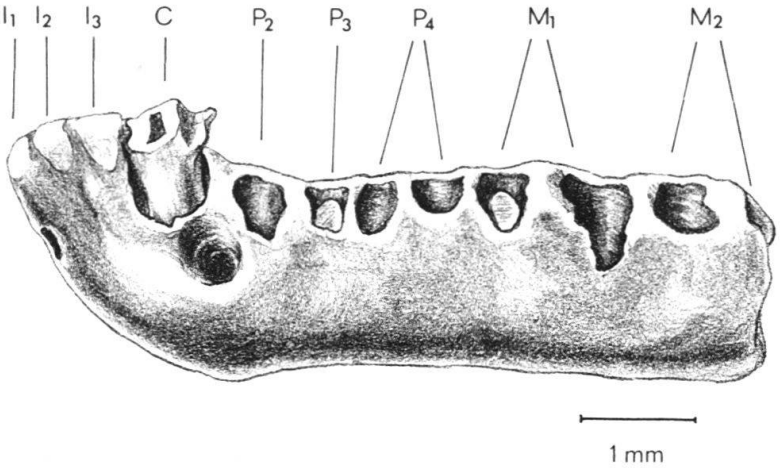


Fig. 7. *Myotis* sp., fragment d'une hémi-mandibule gauche, très usée, VdA 9 12.5 ×

sept alvéoles sont visibles, que nous interprétons de la façon suivante: une pour la P2, une pour la P3, deux pour la P4, deux pour la M1 et une pour la racine antérieure de la M2. Entre la canine et la première alvéole se situe un très gros foramen mentale. C'est avec *Myotis* que cette pièce se compare le mieux.

Famille **Rhinolophidae** BELL 1836
Rhinolophidé indet.
Matériel: 1 fragment de dent

Ce fragment de la canine inférieure gauche d'une chauve-souris ne peut pas se rattacher, à cause de ses dimensions, au Vespertilionidé décrit ci-dessus. De plus, la base de la dent élargie et sa pointe gracile (brisée à l'extrémité) indiquent qu'il s'agit d'un Rhinolophidé.

Ordre **Rodentia** BOWDICH 1821
Famille **Eomyidae** DEPÉRET & DOUXAMI 1902
Eomyops cf. *bodvanus* (JÁNOSSY 1972)
(Fig. 8)
Matériel: 1 dent isolée

La présence des Eomyidés n'est documentée que par cette minuscule molaire d'*Eomyops* (M 1/2 sup. dext.: 0.82 × 0.96 mm). C'est jusqu'ici le seul témoin de l'existence récente dans notre région de cette famille qui y était reconnue depuis le Chattien inférieur (MP 22, Engesser 1990).

Cette dent montre des cuspides volumineuses et des synclinaux étroits. L'antérolophe possède un bras lingual, qui est un caractère typique des molaires supérieures du genre *Eomyops*. Ce bras lingual est toutefois moins développé que le bras labial. Le protolophe et le métalophe sont parallèles et dirigés légèrement vers l'avant. Le mésolophe est très faible et ne se remarque que par un épaississement de la crête longitudinale. Le postérolophe est très long et limite le quatrième synclinal, qui est presque aussi long que le deuxième.

Une détermination spécifique n'est pas aisée avec une seule dent. On ne peut l'attribuer à *Eomyops oppligeri* ENGESSER 1990, dont les molaires ont des cuspides plus graciles

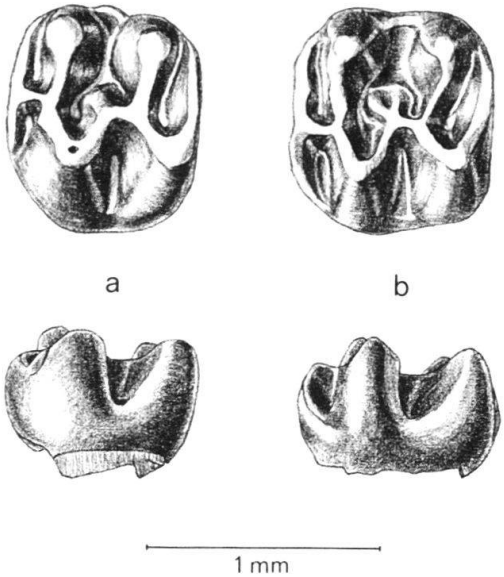


Fig. 8. a) *Eomyops* cf. *bodvanus* (JÁNOSSY 1972), M1–2 sup. dext. (inversé), VdA 33, vues occusale et linguale. b: *Eomyops oppligeri* ENGESSER 1990 d'Anwil, M1 sup. sin., Al 1033, (holotype), vues occusale et linguale. 25 ×

et des synclinaux plus vastes; de plus, l'antérolophe des molaires supérieures est plus développé chez *E. oppligeri* (fig. 8 b). Par contre, on peut hésiter entre une attribution de notre dent à *E. catalaunicus* (HARTENBERGER 1966) ou à *E. bodvanus* (JÁNOSSY 1972), car les molaires supérieures de ces deux espèces se distinguent fort peu. Mais, comme le mésolophe de notre molaire est plus court que celui des M1/2 de *E. catalaunicus*, nous rapprocherons plutôt la pièce de la Vue-des-Alpes de *E. bodvanus*.

Famille **Muridae** GRAY 1821
Genre *Apodemus* KAUP 1829

Les Muridés de la Vue-des-Alpes ne comprennent que des représentants du genre *Apodemus*, parmi lesquels on peut différencier deux formes, dont l'une n'est documentée que par deux molaires. Il faut de plus relever l'absence de Muridés appartenant au genre *Rhagapodemus*, qui sont si courants dans la plupart des faunes datant du Pliocène. Le genre *Apodemus* est connu de MN 13 à l'Actuel selon Fejfar & Heinrich (1990, p. 97).

Apodemus atavus HELLER 1936
(Fig. 9, Fig. 10)
Matériel: 44 dents isolées et 10 dents fragmentaires

		longueur (L) moyenne/extrêmes	largeur (B) moyenne/extrêmes
M1 sup.	n = 5,	L: 1.86 (1.86–1.88)	B: 1.16 (1.12–1.20)
M2 sup.	n = 9,	L: 1.26 (1.16–1.34)	B: 1.11 (1.04–1.16)
M3 sup.	n = 5,	L: 0.88 (0.86–0.92)	B: 0.86 (0.82–0.92)
M1 inf.	n = 8,	L: 1.82 (1.72–1.92)	B: 1.04 (0.96–1.12)
M2 inf.	n = 9,	L: 1.22 (1.16–1.30)	B: 1.07 (1.02–1.14)
M3 inf.	n = 8,	L: 0.99 (0.92–1.04)	B: 0.92 (0.84–0.98)

La plupart des dents de Muridés se rattachent à un *Apodemus* de taille moyenne, dont la morphologie et les dimensions dentaires coïncident bien avec *A. atavus*. La comparai-

son est moins bonne avec *A. dominans* KRETZOI 1959, qui est également très fréquent au Pliocène. Si on se réfère aux dimensions données par van de Weerd (1976) pour le *A. dominans* de la localité-type de Csarnóta 2, il apparait que la forme de la Vue-des-Alpes est un peu plus petite, tout particulièrement en ce qui concerne les M1 et M2 sup. Une différence de taille encore plus prononcée est soulignée par la comparaison avec le *A. dominans* de Layna: d'après les mesures que P. Mein (Lyon) nous a aimablement transmises, il est clair que cette forme espagnole est nettement plus grande, si bien qu'on peut se demander s'il s'agit d'un *A. dominans*. De plus, la M1 sup. de la forme du Jura suisse montre toujours sur t3 un court éperon qui n'est qu'occasionnel chez *A. dominans* d'après van de Weerd (1976). Par contre, cet éperon s'observe toujours, selon Fejfar & Storch (1990), chez les *A. atavus* de la localité-type de Gundersheim. *A. etruscus* ENGESSER 1989 de Baccinello V-3 est également un peu plus grand que la forme de la Vue-des-Alpes et se révèle un peu plus primitif par quelques-uns de ses caractères: ainsi t6 et t9 des M1 et M2 sup. de la forme italienne sont parfois séparés, de même que t1 et t2 de la M1 sup.; en outre t7 et t12 des M1 et M2 sup. sont en général faiblement développés (Engesser 1989).

Le matériel de la Vue-des-Alpes déterminé comme *A. atavus* est très homogène du point de vue de sa morphologie et de ses dimensions. Seule une M2 sup. (fig. 9b) s'en écarte quelque peu à cause de sa petite taille: elle se situe en-dessous des dimensions minimales de *A. atavus* (Fejfar & Storch 1990). Cette dent se signale aussi par son t7 très étiré en longueur. Il serait donc possible qu'elle se rattache à une troisième forme d'*Apodemus*. Mais, pour en être sûr, il faudrait pouvoir disposer de davantage de matériel attribué à *A. atavus*, ce qui permettrait de mieux apprécier la variabilité ce cette forme.

Description. – La M1 sup. possède tout du long des t7 et t12 bien développés. Sur tous les exemplaires à notre disposition, les t6 et t9 sont reliés, de même que les t1 et t2, quand bien même ils ne le sont que faiblement sur deux dents. Toutes les dents montrent un t3 muni d'un éperon postérieur; t7 est parfois très long et s'allonge jusqu'à t4.

La M2 sup. possède toujours t7 et t12 bien développés. Tous les exemplaires ont un t6 et un t9 reliés; sur l'une des neuf dents, une M2 sup. peu usée, on observe un petit fossé entre ces deux reliefs. Alors que t3 est très petit et arrondi, t1 montre une forme très variable: son contour va du cercle à la demi-lune en passant par l'ovale.

La M3 sup. montre chez deux des cinq exemplaires un faible t3. Une dent (fig. 9c) possède un t9 qui est singulièrement très développé.

La M1 inf. montre toujours une cuspide centrale antérieure bien développée ainsi qu'un talon postérieur. Sur quelques exemplaires se développe une courte crête longitudinale. Le nombre des cuspides accessoires labiaux varie entre 3 et 5 et celui qui est situé le plus en arrière possède un contour qui est très variable, soit arrondi, soit ovale.

La M2 inf. possède un gros talon ovale et son cuspide labial antérieur est le plus souvent allongé, mais parfois en forme de demi-lune. Le nombre des cuspides labiaux varie entre 2 et 4. Aucun des 8 exemplaires disponibles de la M3 inf. ne montre de cuspides labiaux accessoires.

Le nombre des racines ne put être déterminé que sur une seule M1 inf., qui en possède deux. Ceci est dû au fait que la plupart des dents de Muridés de la Vue-des-Alpes sont conservées, comme on l'a déjà vu, sous la forme d'une simple calotte d'émail percée de trous, lesquels correspondent aux endroits où la dentine affleurait en surface; dans ces conditions, les racines ne sont évidemment plus conservées.

Apodemus sp. 2
(Fig. 9a et h, Fig. 10)
Matériel: 2 dents isolées. M1 sup.: 2.10 × 1.24 mm, M2 inf.: 1.40 × 1.24 mm

Comme on l'a déjà mentionné plus haut, le matériel d'*Apodemus* de la Vue-des-Alpes comprend deux molaires dont les dimensions dépassent nettement la moyenne des autres dents. La première, une M1 sup. (fig. 9a), se situe même au-delà des dimensions que van de Weerd (1976) indique pour *A. dominans*; la morphologie de cette dent, dont la partie postérieure est vide, ne montre aucune différence avec l'autre M1 sup. d'*Apodemus* de la Vue-des-Alpes. La seconde, une M2 inf. (fig. 9h), montre des dimensions qui l'écartent encore davantage des autres dents attribuées à *A. atavus*, mais sa morphologie ne présente pas non plus de différence par rapport aux autres M2 inf.

Il est donc certain qu'une deuxième forme d'*Apodemus* existe dans le matériel de la Vue-des-Alpes; on ne peut pas affirmer que ces deux dents appartiennent à la même espèce, dont on ne peut apprécier la variabilité sur la base de ce matériel trop restreint.

Famille **Gliridae** THOMAS 1897
Glis aff. *sackdillingensis* HELLER 1930
(Fig. 11, Fig. 12)
Matériel: 38 dents isolées et 25 dents fragmentaires

		longueur (L) moyenne/extrêmes	largeur (B) moyenne/extrêmes
P4 sup.	n = 10	L: 1.21 (1.12–1.30)	B: 1.33 (1.23–1.44)
M1 sup.	n = 2	L: 1.69 (1.66–1.72)	B: 1.71 (1.70–1.72)
M2 sup.	n = 5	L: 1.67 (1.54–1.76)	B: 1.74 (1.68–1.88)
M3 sup.	n = 3	L: 1.34 (1.32–1.36)	B: 1.55 (1.42–1.62)
P4 inf.	n = 6	L: 1.22 (1.12–1.30)	B: 1.02 (1.10–1.24)
M1 inf.	n = 5	L: 1.72 (1.68–1.82)	B: 1.64 (1.50–1.72)
M2 inf.	n = 3	L: 1.80 (1.72–1.85)	B: 1.77 (1.70–1.84)
M3 inf.	n = 4	L: 1.62 (1.56–1.74)	B: 1.41 (1.32–1.54)

C'est à ce loir qu'appartient la plus grande partie des dents trouvées à la Vue-des-Alpes. Et ceci est fort inhabituel, car le genre *Glis* est très peu représenté dans la plupart des autres faunes du Plio-Pléistocène.

Nous avions tout d'abord cru pouvoir distinguer deux formes de *Glis* sur la base des différences de taille des M1 inf. et des M3 inf. Mais l'examen d'un important matériel de *G. sackdillingensis*, provenant de Schernfeld et aimablement mis à notre disposition par le Dr. H. Mayr (Munich), nous a finalement amenés à considérer que nous n'avions en fait qu'une seule forme (fig. 11).

Description. – Les six exemplaires de la P4 inf. montrent peu de variabilité. Entre deux arêtes principales, on observe toujours une arête secondaire. Le seul caractère qui varie réside dans l'arête secondaire située entre l'antérolophide et le métalophide: elle manque chez 2 des 6 exemplaires disponibles. La P4 inf. a une seule racine.

La M1 inf. montre chez les cinq exemplaires une liaison linguale de l'antérolophide au métalophide. la crête accessoire qui les sépare est toujours longue et leur est liée du côté lingual. Le mésolophide n'est pas relié au côté lingual. L'antéro- et le métalophide ne sont reliés du côté labial que sur une seule M1 inf. Dans chacun des synclinaux situés entre deux crêtes principales, on note toujours une forte crête secondaire. La crête

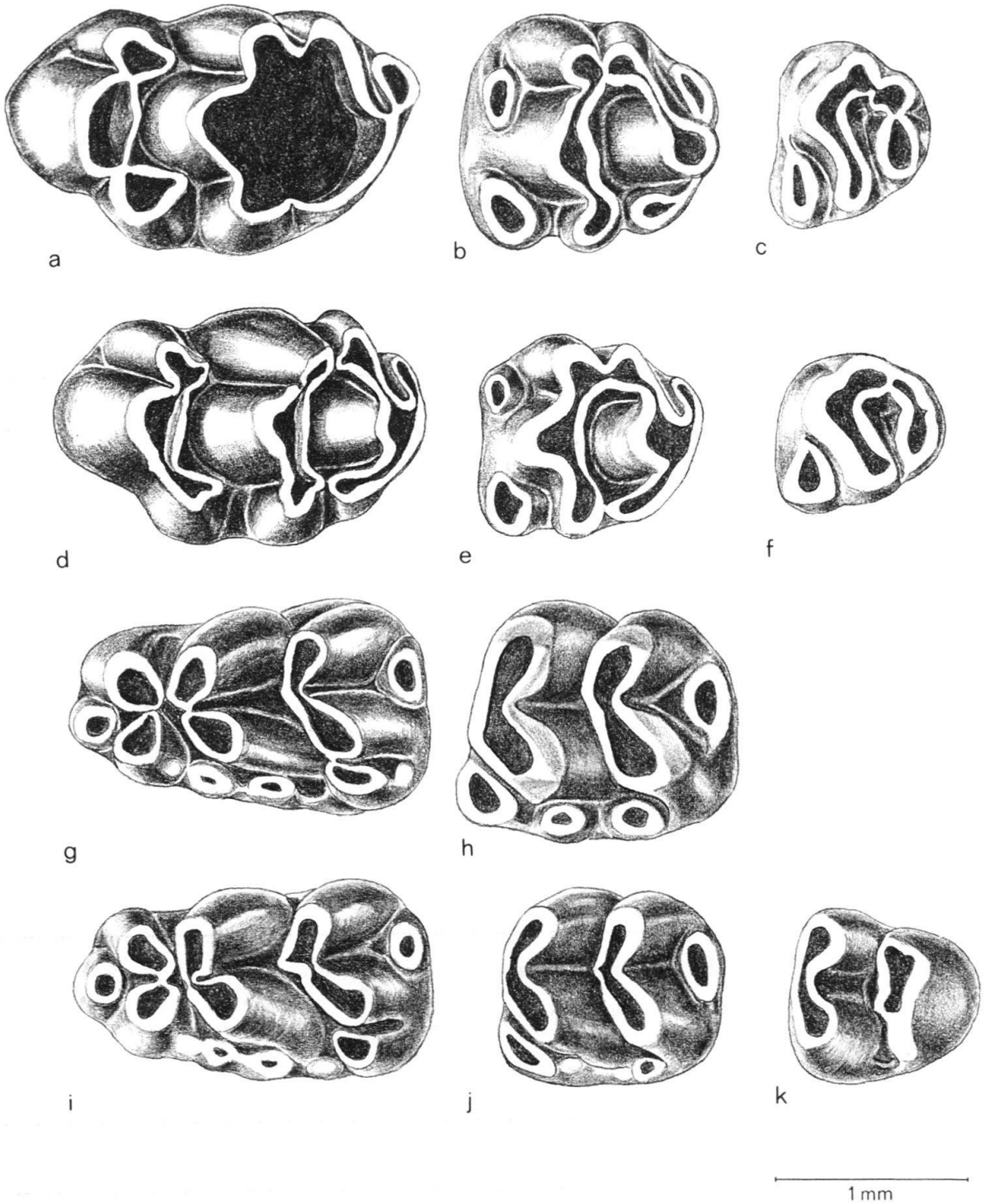


Fig. 9. b–g, i–k: *Apodemus atavus* HELLER 1936; a et h: *Apodemus* sp. 2

a) M1 sup. dext. (inversé), VdA 10
b) M2 sup. sin., VdA 11
c) M3 sup. sin., VdA 12
d) M1 sup. sin., VdA 13
e) M2 sup. sin., VdA 14
f) M3 sup. sin., VdA 15
g) M1 inf. sin., VdA 16
h) M2 inf. sin., VdA 17
i) M1 inf. sin., VdA 18
j) M2 inf. dext. (inversé), VdA 19
k) M3 inf. sin., VdA 20

Toutes les fig.: 25 ×

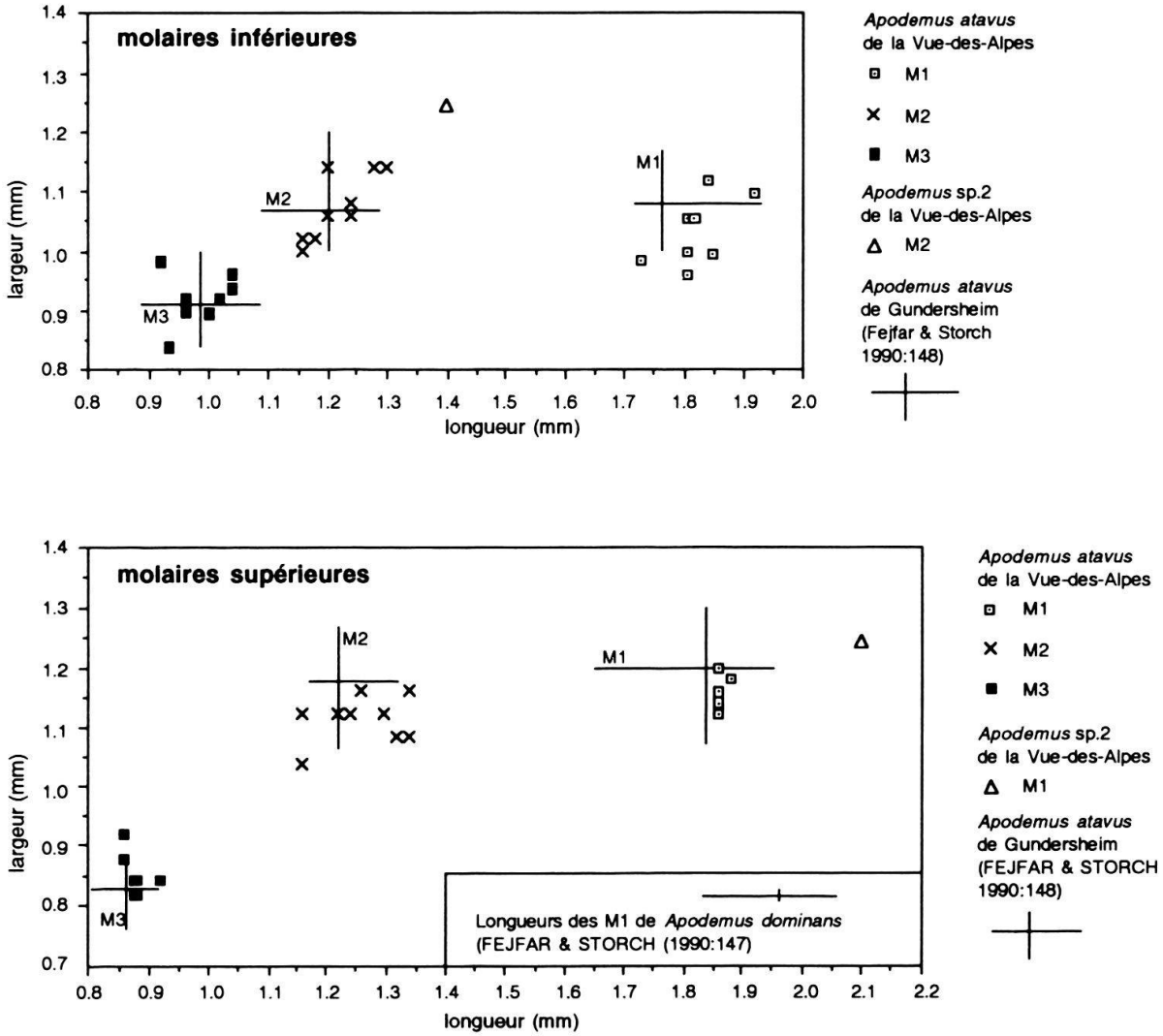


Fig. 10. Dimensions comparées des dents de *Apodemus atavus* et de *Apodemus* sp. 2 de la Vue-des-Alpes, de *A. atavus* de Gundersheim (Fejfar & Storch 1990, p. 148) et de *A. dominans* de Csarnóta 2 (Fejfar & Storch 1990, p. 147).

secondaire la plus postérieure est reliée lingualement au postérolophide, et ceci chez tous les exemplaires. Une seule de ces M1 inf. permet d'observer les racines, au nombre de deux.

La M2 inf. possède le même type de structure que la M1 inf. Sur une seule dent toutefois, on note une faible liaison linguale entre mésolophide et postérolophide. L'unique exemplaire permettant cette observation révèle la présence de deux racines.

La M3 inf. montre essentiellement la même organisation des crêtes que les deux autres molaires inférieures. Tout au plus notera-t-on que le mésolophide est séparé des crêtes principales voisines par un plus large espace. De plus, le centrolophide de deux des quatre exemplaires à disposition montre une faible liaison avec le métaconide.

La P4 sup. est représentée par 10 exemplaires et elle ne présente pas une grande variabilité, ni dans sa morphologie, ni dans ses dimensions. On observe le plus souvent une liaison labiale de l'antéro- et du protolophe, de même que du méta- et du postéro-

Fig. 11. *Glis* aff. *sackdillingensis* Heller 1930
a) P4-M3 sup.; P4 sup. dext. (inversé), VdA 21; M1 sup. dext. (inversé), VdA 22; M2 sup. dext. (inversé), VdA 23; M3 sup. sin., VdA 24.
b) P4-M3 inf.; P4 inf. sin., VdA 25; M1 inf. sin., VdA 26; M2 inf. dext. (inversé), VdA 27; M3 inf. sin., VdA 28.

Toutes les fig.: 25 ×

lophe. Un centrolophe est toujours présent. On trouve souvent une crête secondaire dans le troisième synclinal et également, sur un seul exemplaire, dans le premier synclinal. La P4 sup. possède deux racines: une racine postérieure allongée et orientée en diagonale et une petite racine antérieure.

La M1 sup. et la M2 sup. sont très semblables, si bien qu'il n'est pas aisé de savoir à laquelle des deux on a affaire. Le centrolophe atteint presque toujours le bord labial de la dent, mais sans y être relié avec d'autres crêtes. Le métalophe et le postérolophe se rejoignent labialement et présentent aussi du côté lingual une liaison plus ou moins étroite. Une crête supplémentaire existe sans exception dans le premier et dans le dernier synclinal. Les M1 et M2 sup. possèdent une racine linguale allongée et deux petites racines labiales.

Les trois exemplaires de la M3 sup. possèdent un centrolophe antérieur et un postérieur. Deux de ces M3 sup. ont un endolophe complet, ainsi qu'un ectolophe qui n'est interrompu qu'entre les centrolophes antérieur et postérieur; le côté labial du troisième exemplaire est endommagé. On peut observer sur ces trois M3 sup. la présence d'une crête supplémentaire dans le premier et dans le dernier synclinal. Cette dent possède aussi trois racines.

Comparaison. – Une comparaison avec les six dents qui documentent *G. vallesiensis* AGUSTI 1981 révèle quelques différences morphologiques. Selon Agusti (1981), la M3 inf. de *G. vallesiensis* ne possède pas de centrolophide, alors que toutes les M3 inf. de la Vue-des-Alpes montrent cette crête. De même, la forme espagnole n'a pas de crête supplémentaire dans le premier synclinal de la M2 sup., alors que tous nos exemplaires en sont pourvus. Il apparait aussi que *G. vallesiensis* est un petit peu plus grand que la forme du Jura suisse. *G. minor* KOWALSKI 1956 est notablement plus petit que le loir de la Vue-des-Alpes.

C'est donc à *G. sackdillingensis* HELLER 1930 que notre *Glis* ressemble le plus. Cependant, on relève tout de même quelques différences. Toutes les M3 sup. de la Vue-des-Alpes ont un centrolophe antérieur et un centrolophe postérieur, ces deux crêtes sont bien développées et elles se réunissent vers le milieu de la dent (fig. 11 b). Les M3 sup. des *G. sackdillingensis* de Schernfeld ne possèdent pour la plupart qu'un centrolophe qui est généralement l'antérieur. C'est seulement sur quelques exemplaires qu'on peut identifier l'amorce très modeste d'un deuxième centrolophe. Enfin, la crête supplémentaire qui occupe le premier synclinal des M3 sup. de la Vue-des-Alpes est plus longue que sur la majorité des M3 sup. de *G. sackdillingensis*. Les dimensions des deux formes sont très proches, seule la M3 inf. de la Vue-des-Alpes est en moyenne un peu plus petite (fig. 12). De même, le centrolophide des M3 inf. de *G. sackdillingensis* est dans la règle plus robuste et presque toujours relié au mésolophide du côté labial, alors que les dents homologues de la Vue-des-Alpes montrent un centrolophide plus faible et fréquemment non relié.

La forme actuelle *Glis glis* L. 1766 est aussi très proche du loir de la Vue-des-Alpes, mais elle a une taille nettement plus grande. Une différence importante se lit sur la P4 sup. qui possède trois racines chez *G. glis*, mais seulement deux pour la forme de la Vue-des-Alpes. Une autre différence réside encore dans le mésolophide des M1 et M2 inf. qui se trouve le plus souvent isolé sur les dents de la Vue-des-Alpes, alors qu'il est relié régulièrement au postérolophide du côté labial chez *G. glis*. Toutefois, la structure de la M3 sup. est très semblable chez ces deux loirs: ils ont tous deux un centrolophe antérieur et un centrolophe postérieur qui se rejoignent à peu près au milieu de la dent.

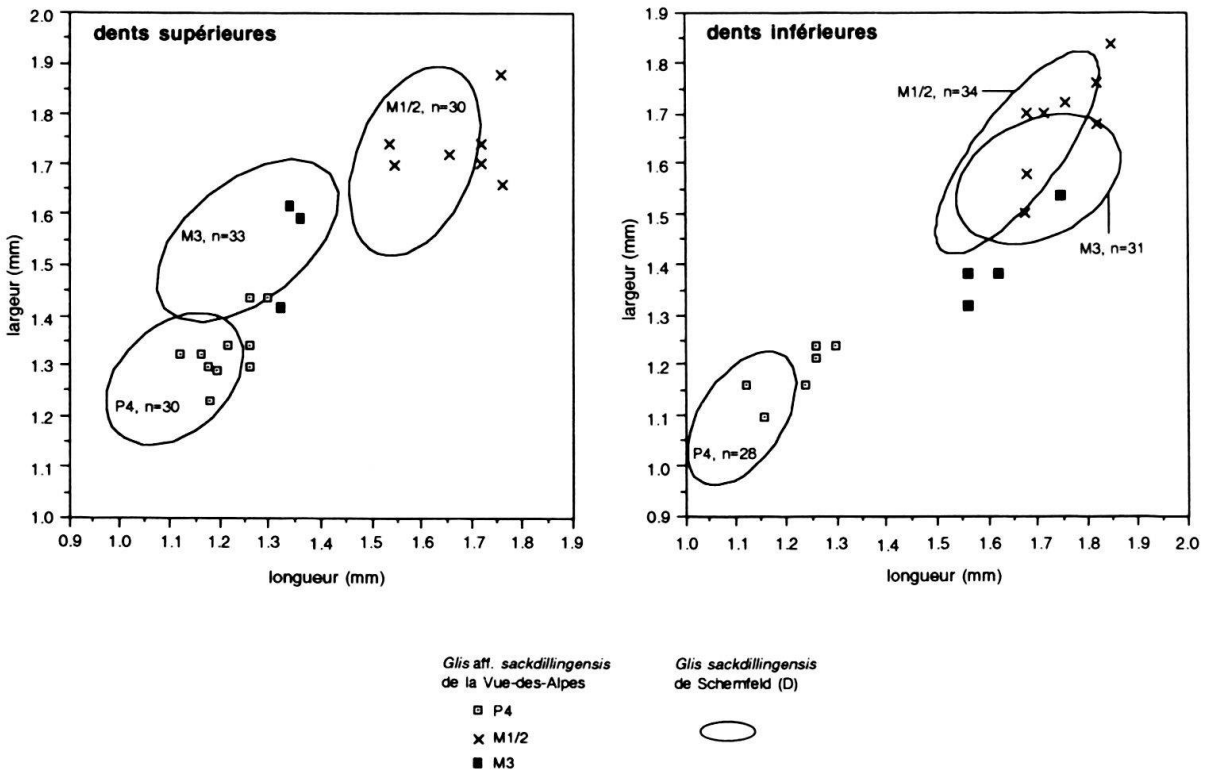


Fig. 12. Dimensions comparées des dents de *Glis* aff. *sackdillingensis* de la Vue-des-Alpes et de *G. sackdillingensis* de Schernfeld (nos mesures sur du matériel de la coll. H. Mayr, Munich).

Famille **Cricetidae** ROCHEBRUNE 1883
Kowalskia aff. *intermedia* FEJFAR 1970
(Fig. 13, Fig. 14)
Matériel: 8 dents isolées, 3 fragments de dent

		longueur (L) moyenne/extrêmes	largeur (B) moyenne/extrêmes
M2 sup.	n = 2	L: 1.74 (1.72–1.75)	B: 1.40 (1.38–1.42)
M3 sup.	n = 1	L: 1.35	B: 1.32
M1 inf.	n = 2	L: 2.07 (1.96–2.17)	B: 1.17 (1.14–1.20)
M2 inf.	n = 1	L: 1.74	B: 1.35
M3 inf.	n = 2	L: 1.62 (1.57–1.66)	B: 1.28 (1.25–1.30)

Les dents du *Kowalskia* de la Vue-des-Alpes correspondent le mieux à *K. intermedia*. Mais les molaires de la forme du Jura sont presque toutes un peu plus grandes que celles de *K. intermedia*: elles se situent entre celles de *K. intermedia* et celles de *K. magna* FAHLBUSCH 1969 (fig. 14). Seules nos deux M1 inf. s'inscrivent dans le domaine des variations de *K. intermedia*.

La M1 inf. (fig. 13b) est très longue et étroite. Son antéroconide s'étend sur tout le pourtour antérieur de la dent et il est divisé en trois parties. Le mésolophide est allongé et se termine en un mésostylide.

La M2 inf. montre un cingulum antérieur labial très développé, alors que la branche linguale est grêle et très courte. Le mésolophide de la M2 inf. n'atteint pas le bord labial de la dent.

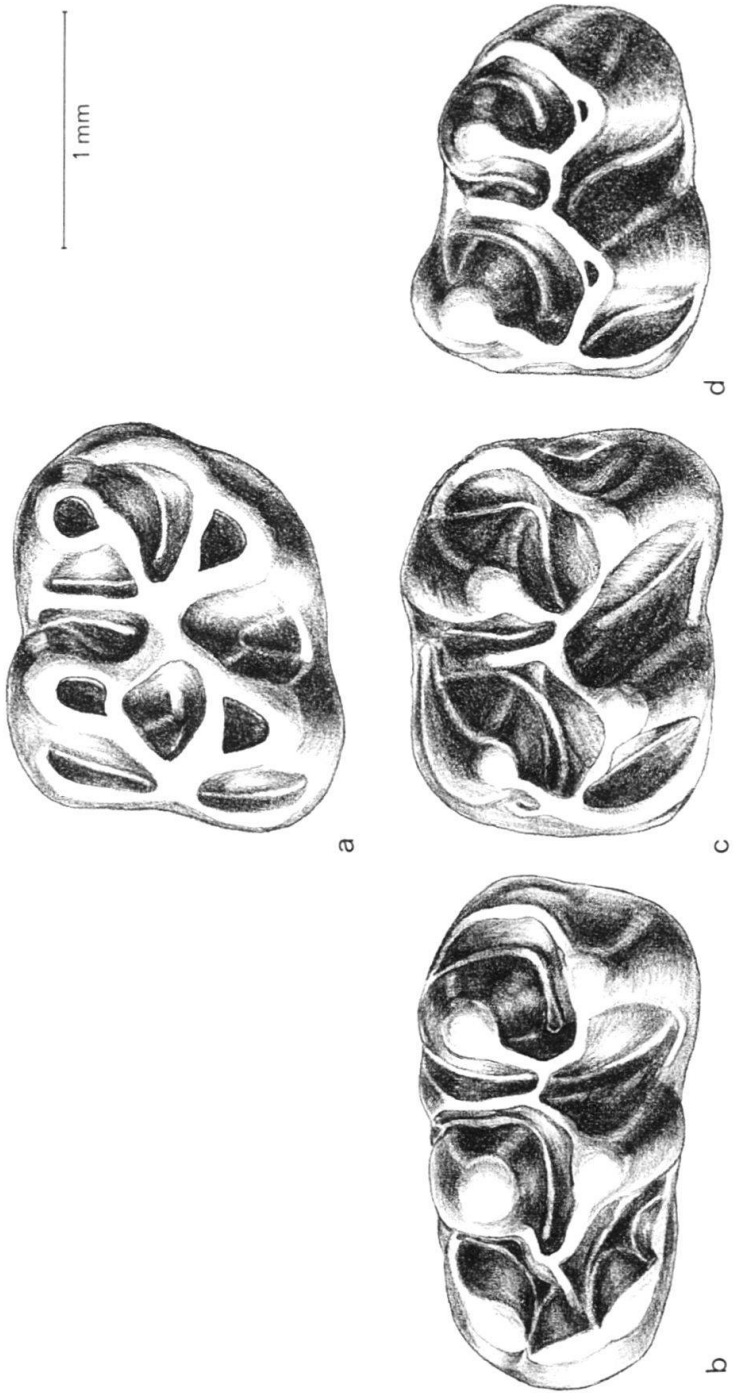
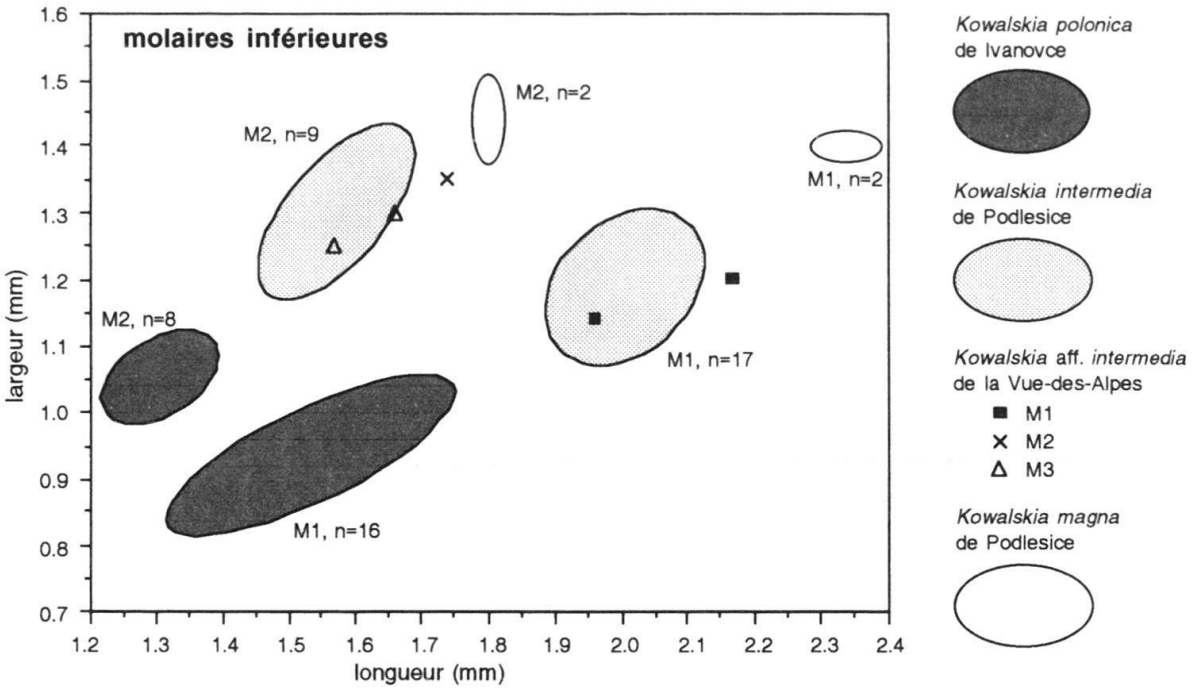


Fig. 13. *Kowalskia* aff. *intermedia* FEJFAR 1970
a) M2 sup. sin., VdA 29 b) M1 inf. sin., VdA 30 c) M2 inf. sin., VdA 31 d) M3 inf. sin., VdA 41. Toutes les fig.: 25 ×



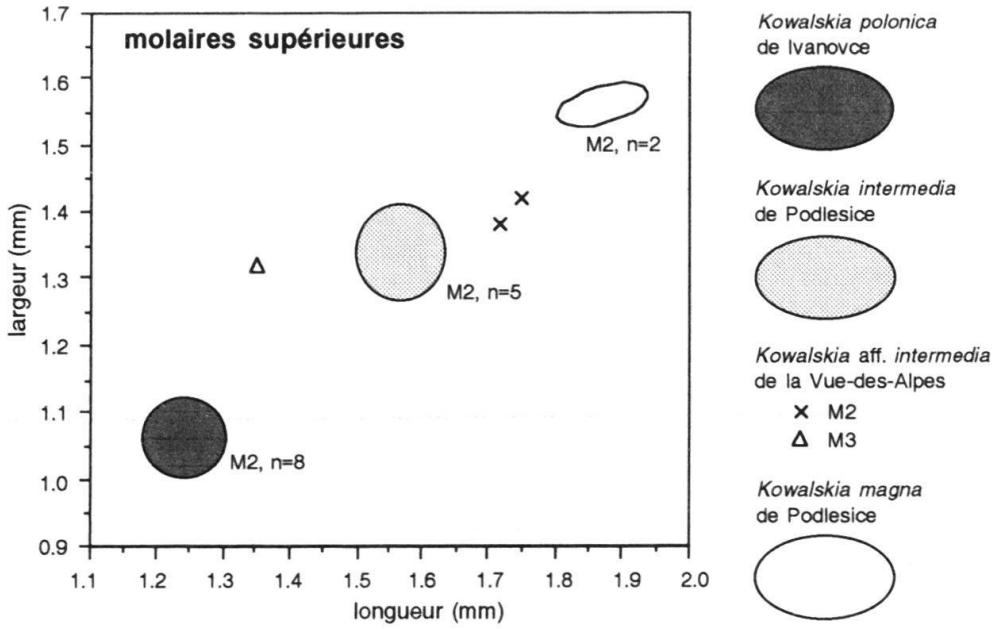


Fig. 14. Dimensions comparées des dents de *Kowalskia* aff. *intermedia* de la Vue-des-Alpes, de *K. intermedia* et *K. magna* de Podlesice et de *K. polonica* de Ivanovce (mensurations tirées de Fejfar 1970, S. 285).

Les deux M2 sup. présentent une structure presque indentique: l'antérolophe est symétrique, le protolophe antérieur est aussi robuste que le postérieur et ces deux crêtes se relient au bras antérieur du protocone et à son bras postérieur. Sur les deux dents, le mésolophe atteint le bord labial de la dent. Le métalophe s'allonge obliquement vers l'avant et débouche sur la crête longitudinale.

Le genre *Kowalskia* est connu de MN 9 à MN 15 selon Fejfar & Heinrich (1990, p. 97).

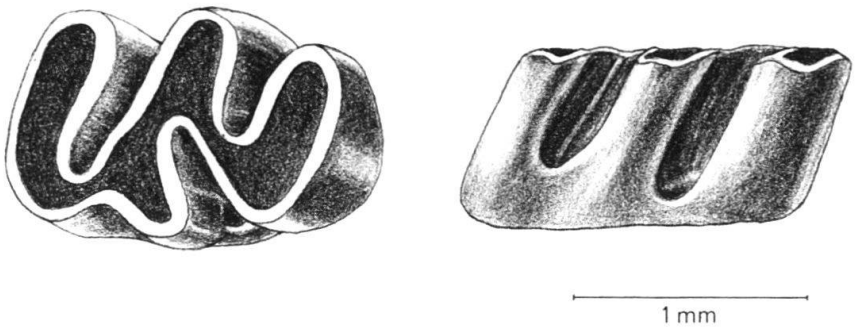


Fig. 15. *Baranomys* sp., M2 inf. sin., VdA 32, à gauche: vue occlusale, à droite: vue linguale. 25 ×

Baranomys sp.
(Fig. 15)
Matériel: 1 dent isolée
M2 inf., dimensions de la surface occlusale: 1.42 × 1.0 mm

C'est une M2 inf. qui représente seule un Cricétidé lophodonte attribuable au genre *Baranomys*. Cette dent est passablement usée. Elle montre du côté lingual deux synclinaux dirigés vers l'avant et profondément enfoncés vers le côté labial. Le côté labial se caractérise d'une part par un profond synclinal postérieur qui pénètre entre les deux synclinaux linguaux et d'autre part par un synclinal antérieur peu profond installé au sommet du synclinal lingual antérieur. La M2 inf. de la Vue-des-Alpes ressemble beaucoup à la dent homologue provenant de Ivanovce-1 et que Fejfar (1970) a figurée. Une seule différence s'observe au premier synclinal lingual: il se prolonge jusqu'au côté labial sur la M2 inf. de Ivanovce-1, mais se termine un peu avant sur l'exemplaire de la Vue-des-Alpes. Cette différence pourrait être due à l'état d'usure contrasté des deux molaires, l'exemplaire suisse étant notablement moins frais.

Dans leur description des rongeurs de Gundersheim, Fejfar & Storch (1990) décrivent un Cricétidé hypsodonte qu'ils rapportent à Cricetidae n.g. *canterranensis* (Michaux 1976) et ces deux auteurs estiment que la M2 inf. de Ivanovce-1 appartient elle aussi à cette espèce. D'après la figure donnée par Fejfar en 1970, le synclinal lingual postérieur de cette dent s'incurve presque aussi profondément dans la couronne que le synclinal antérieur. Par contre, sur la M2 inf. de Gundersheim figurée par Fejfar & Storch en 1990, ce synclinal postérieur disparait rapidement vers le bas, «... so dass die stärker angekauten M2 inf. nur eine tiefe linguale Synklinale haben». Nous nous demandons en conséquence si la M2 inf. de Ivanovce-1, ainsi que la dent très semblable provenant de la Vue-des-Alpes, appartiennent vraiment à la même forme que les dents de Gundersheim. Nous préférons donc rapporter notre dent de la Vue-des-Alpes à *Baranomys* sp.

Le genre *Baranomys* est connu de MN 14 à MN 17 selon Fejfar & Heinrich (1990, p. 97).

Famille **Arvicolidae** Bonaparte 1837
Genre *Mimomys* Major 1902

Le genre *Mimomys* se caractérise par des dents incomplétement hypsodontes avec une formation tardive des racines au cours de l'évolution individuelle de l'animal. Pendant le Plio-Pléistocène, la formation des racines se perd peu à peu et les dents deviennent

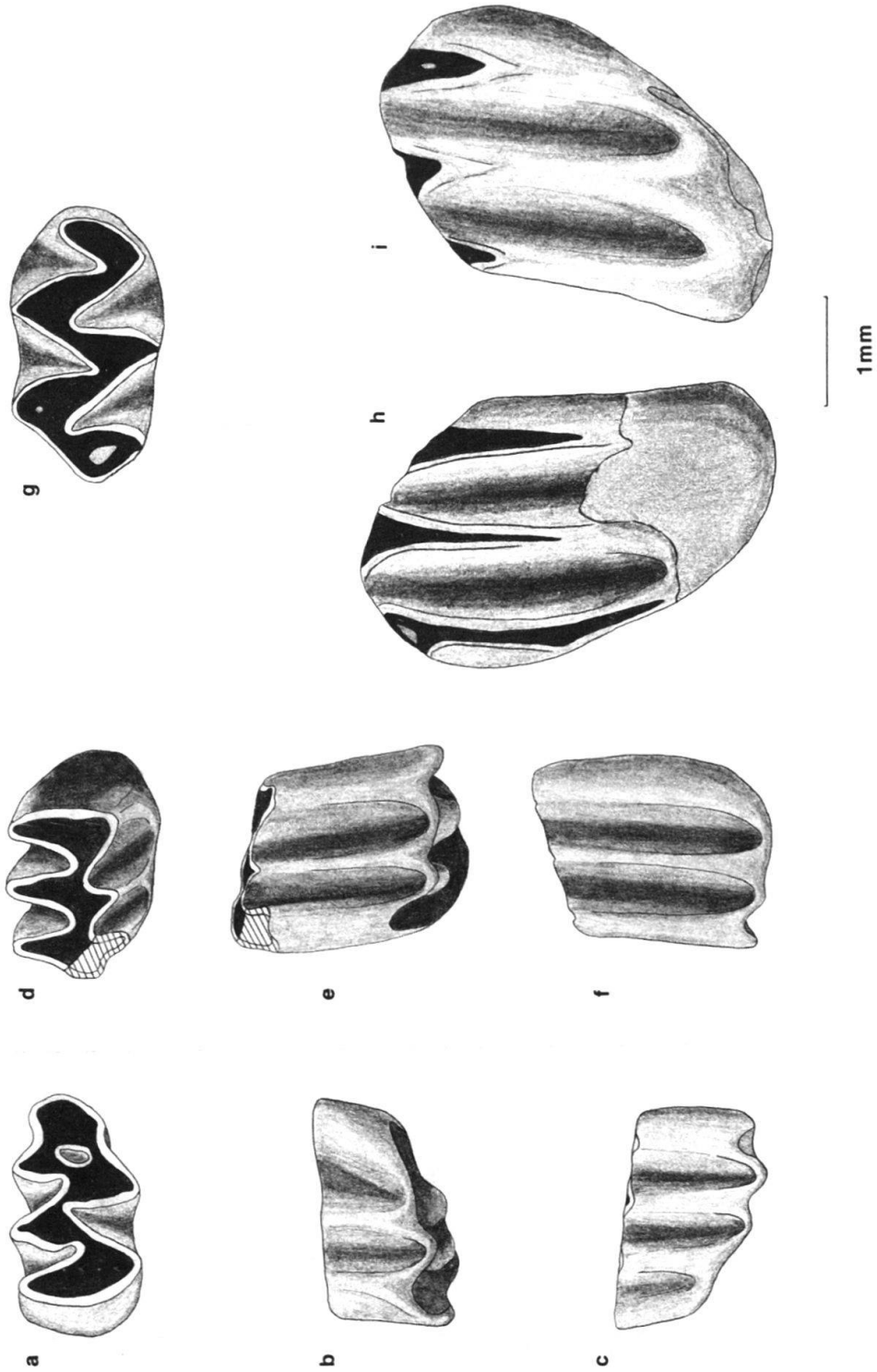


Fig. 16

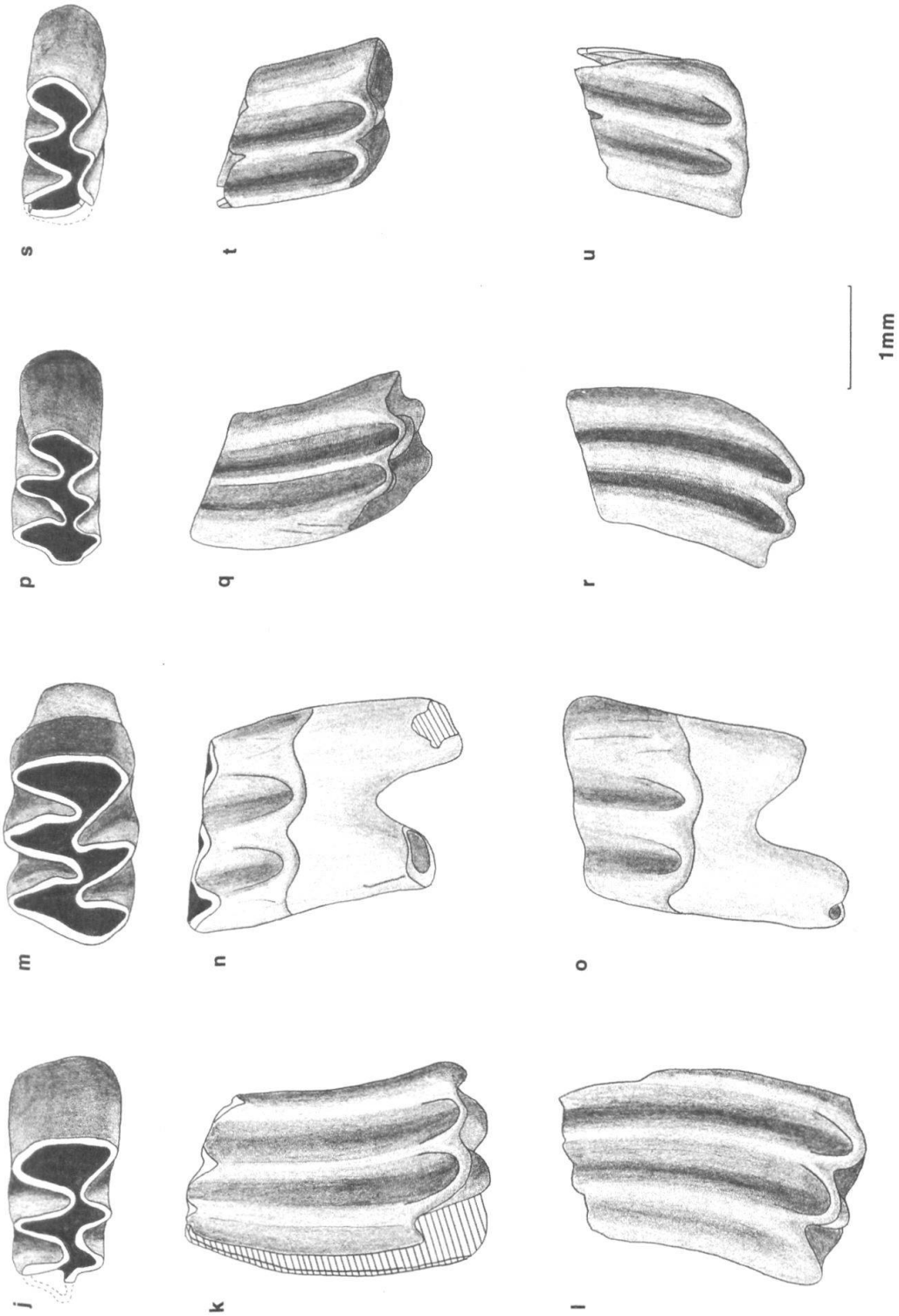


Fig. 16. Les dents de *Mimomys* de la Vue-des-Alpes:
a) à f): *Mimomys* cf. *occitanus*
a)-b)-c) M3 sup. sin., VdA 34
d)-e)-f) M3 inf. sin., VdA 35
g) à u): *Mimomys* sp.
g)-h)-i) M1 sup. sin., VdA 36
j)-k)-l) M2 inf. dext. (inversé), VdA 37
m)-n)-o) M2 inf. sin., VdA 38
p)-q)-r) M3 inf. dext. (inversé), VdA 39
s)-t)-u) M3 inf. sin., VdA 40
a), d), g), j), m), p), s) = vues occlusales. b), f), h), l), o), r), u) = vues linguales. c), e), i), k), n), q), t) = vues labiales.
Toutes les fig. env. 12.5 ×

complétement hypsodontes. Sur les dents de la Vue-des-Alpes, la limite basale de l'émail est sensiblement horizontale, ce qui est typique pour les formes primitives de *Mimomys* (Fejfar 1989). On ne relève pas la présence de cément, pour autant que l'état de conservation des dents permette d'en être sûr. Le genre *Mimomys* est connu à partir de MN 15.

Mimomys cf. *occitanus* THALER 1955
(Fig. 16a–f, Fig. 17)

Matériel: 2 dents isolées, fragments de dents

	longueur		largeur
M3 sup.	1.98	×	1.25
M3 inf.	1.88	×	1.40

La M1 inf. manque malheureusement dans le matériel de la Vue-des-Alpes, et cette dent est indispensable pour une détermination précise de *Mimomys*. Une comparaison de notre matériel avec le *Mimomys occitanus* de Sète révèle une grande similitude de taille et de morphologie.

La M3 inf., très usée, est nettement asymmétrique, les synclinaux ne sont que peu alternés.

La M3 sup. possède dans sa partie postérieure un îlot d'émail qui est dirigé vers l'avant en position linguale. Sur la plupart des M3 sup. du *Mimomys occitanus* de Sète, cet îlot se trouve toutefois en position labiale. Mais l'état d'usure de l'unique dent de la Vue-des-Alpes ne permet pas d'en tirer des conclusions.

D'autres espèces de *Mimomys*, comme *Mimomys pliocaenicus hajnackensis, Mimomys hassiacus* et *Mimomys pliocaenicus minor* ont également une taille très proche de celle de nos exemplaires. Mais, si le matériel limité de la Vue-des-Alpes ne permet pas d'assurer une détermination précise, il est toutefois très proche du *Mimomys occitanus* de Sète.

Mimomys sp.
(Fig. 16g–u, Fig. 17)
Matériel: 5 dents isolées, quelques fragments de dents

	longueur	largeur		longueur	largeur
M1 sup.	2.49	1.54			
M2 inf.	1.88	1.40	et	1.94	1.35
M3 inf.	1.37	0.96	et	1.48	0.88

Ces dents sont un peu plus petites que celles de l'espèce précédente: comme le montre la fig. 17, elles sont très proches par leur taille des *Mimomys* cf. *stehlini* KORMOS 1931 que Kowalski (1960) a décrites à Węże. Elles ressemblent aussi à *Mimomys (Cseria) gracilis* KRETZOI 1959, mais elles sont plus grandes et notablement plus larges. Une détermination plus précise n'est toutefois pas possible en raison de l'absence de la M1 inf.

Les M2 inf. et les M3 inf. n'offrent pas entre elles d'étroites ressemblances comme c'est le cas pour le *Mimomys occitanus* de Sète: chez notre *Mimomys* sp., la M3 est bien plus étroite, ses triangles d'émail sont très confluents. Les synclinaux des M2 et M3 inf. sont peu alternés et parfois presque opposés. Par ces caractères les M2 et M3 inf. ressemblent beaucoup à *Mimomys gracilis*.

La M1 sup. est très usée. Sa partie postérieure paraît moins large que chez *Mimomys occitanus*.

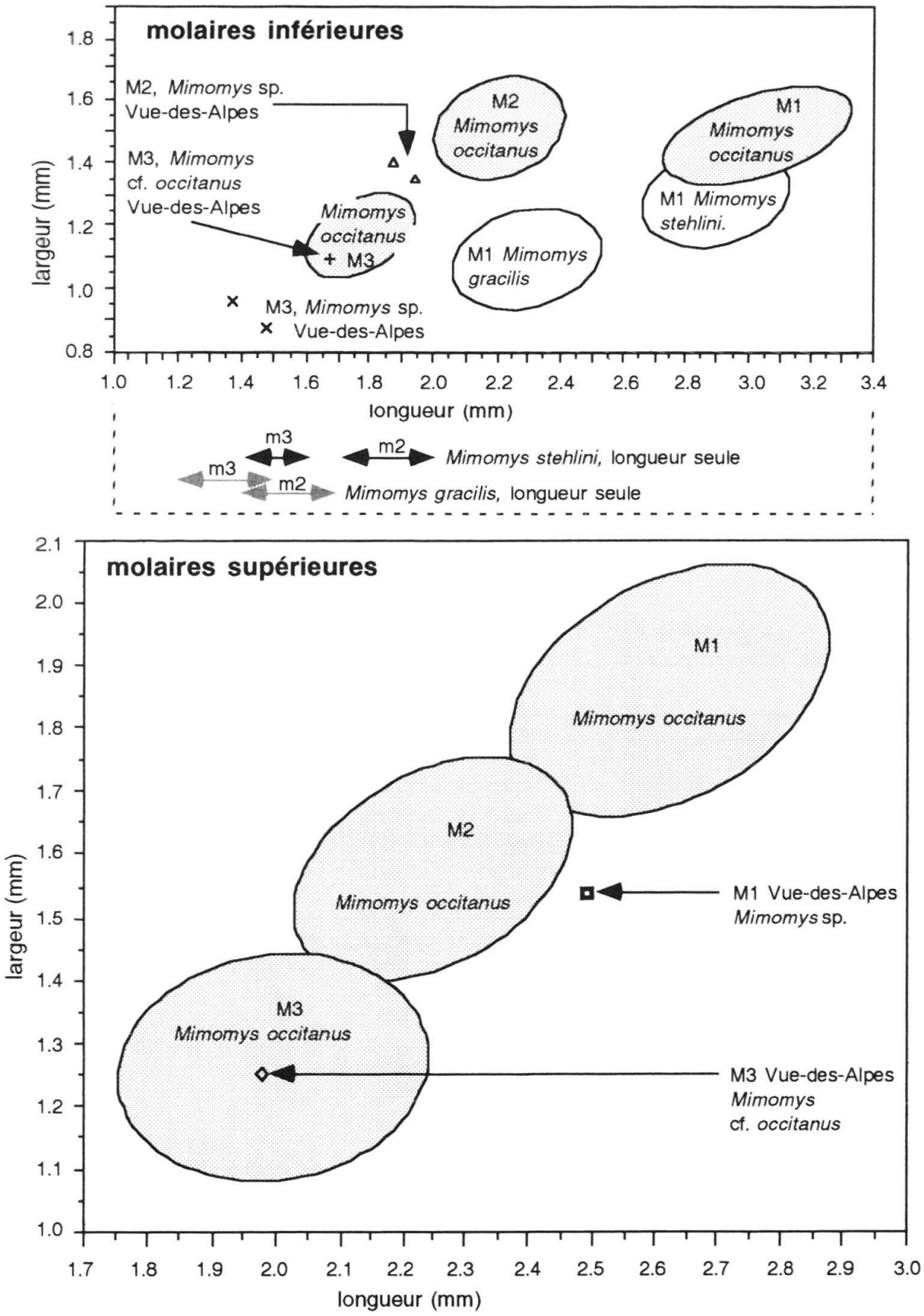


Fig. 17. Dimensions des dents de *Mimomys* sp. et *Mimomys* cf. *occitanus* de la Vue-des-Alpes comparées à celles du *Mimomys occitanus* de Sète (surfaces grisées; matériel du Muséum de Bâle, 15 spécimens mesurés pour chaque dent). Les dimensions de *Mimomys stehlini* et de *Mimomys gracilis* de Węże sont tirées de Kowalski (1960). L'échelle des diagrammes est différente pour les molaires inf. et sup.

On peut raisonnablement conclure que nous avons deux espèces de *Mimomys* dans le matériel de la Vue-des-Alpes, qui est toutefois trop limité pour permettre une détermination précise.

Ordre **Artiodactyla** OWEN 1848.
Ruminant indét.
Matériel: 2 fragments de dent

Ces deux fragments peuvent être attribués à un petit ruminant sélénodonte, sans qu'il soit possible de préciser davantage. Ce sont les seuls indices de la présence de grands mammifères dans ce remplissage karstique.

4. Discussion

Homogénéité de la faune

En faisant abstraction des dents de poissons, dont toutes celles qui sont déterminables sont remaniées du Mésozoïque, nous ne trouvons pas le moindre indice d'un mélange de faune parmi les mammifères. Toutes les formes identifiées s'accordent bien entre elles et leur assemblage peut se comparer à ceux que fournissent d'autres localités fossilifères datant du Pliocène moyen. De plus, en ce qui concerne les taxa représentés par un matériel suffisamment abondant pour que l'on puisse en apprécier la variabilité (*Glis, Apodemus*), on ne constate pas une variation de taille excessive, qui pourait suggérer que le remplissage de la fissure karstique s'est opéré pendant un intervalle de temps relativement long. L'homogénéité de la faune est aussi confirmée par la relative pauvreté du gisement, due à une sédimentation rapide que documentent les structures sédimentaires (sable à stratifications entrecroisées). On ne constate donc, comme on l'a vu plus haut, qu'un mélange des résidus de la décalcification des calcaires mésozoïques, notamment les dents de poissons, avec des restes de mammifères, lesquels ont été amenés en un seul épisode dans le karst. Il faut assurément mentionner la possibilité qu'un remaniement plus récent a pu intervenir à l'intérieur du système karstique, puisque, comme on l'a vu auparavant, ce dernier n'est pas totalement colmaté et conduit encore un peu d'eau en temps de crue. Cependant, il n'y a pas trace d'éléments fauniques récents.

Comparaison de la faune de la Vue-des-Alpes avec des faunes plus ou moins contemporaines

Le caractère le plus frappant de la faune de la Vue-des-Alpes est sa relative pauvreté en espèces: 20 taxas pour environ 220 pièces déterminables représente un caractère plutôt exceptionnel parmi d'autres faunes pliocènes extraites de remplissages de fissures. Le tri minutieux du résidu de lavage-tamisage des sédiments s'est pourtant prolongé pendant de nombreux mois, mais sans jamais livrer de nouvelles formes, d'où on peut supposer que le paléokarst TM 310 n'a pas contenu beaucoup plus d'espèces que celles qui ont été mises en évidence.

Il est difficile de trouver des raisons à un tel nombre limité de taxa: il peut y avoir à celà des causes écologiques, mais aussi une sélection des proies opérées par les rapaces à qui l'on doit une première concentration des restes de micromammifères. Comme les dents de la Vue-des-Alpes sont passablement usées et en partie corrodées, on peut aussi

supposer que les dents plus fragiles, spécialement celles des Insectivores et des Arvicolidés, ont été en partie détruites. Andrews (1990) détaille de spectaculaires exemples de ces modifications profondes que l'on peut constater entre la faune présente dans un biotope donné et son «reflet» fossilisé dans un karst, «reflet» qui est le plus souvent bien pâle et incomplet.

Un autre aspect frappant et inexplicable de notre faune réside dans l'absence complète des Lagomorphes; il est de plus tout à fait inhabituel de ne recenser que deux Muridés, deux Arvicolidés, deux Cricétidés et un seul Gliridé. La comparaison avec les faunes pliocènes classiques du domaine méditerranéen (Perpignan, Sète, Layna par exemple) souligne l'absence à la Vue-des-Alpes de groupes de rongeurs très caractéristiques comme *Ruscinomys*, *Stephanomys*, *Occitanomys*, *Castillomys* et *Paraethomys*. Il est manifeste que la répartition de ces formes était limitée au domaine méditerranéen occidental (France méridionale, Espagne, Italie *pro parte*), car elles manquent aussi dans les riches faunes pliocènes de l'Europe orientale.

Par ses Soricidés, la faune de la Vue-des-Alpes montre d'étroites affinités avec des faunes pliocènes d'Europe orientale, telles que Osztramos-1, -7 et -9, Csarnóta, Węże, et ceci concerne aussi bien la diversité des formes que les taxa. La présence de *Baranomys* confirme d'autre part une telle affinité. Les raisons de cette plus proche parenté de notre faune jurassienne avec celles de l'Europe de l'Est plutôt qu'avec celles du S de la France pourraient résider dans une barrière géographique-climatique qu'aurait érigée le plissement tout récent de la chaîne jurassienne.

Age de la faune de la Vue-des-Alpes

Comme on l'a déjà mentionné dans quelques paragraphes de la description des éléments fauniques, tous les taxas déterminés existent dans la zone MN 15 ou «niveau de Perpignan» (= Ruscinien récent, Pliocène moyen). L'âge de la faune de la Vue-des-Alpes peut donc être estimé à environ 3 Ma (fig. 18).

Genèse du gisement: indications paléo-écologiques, -climatiques et -topographiques

Depuis les premières synthèses rédigées par Buckland (1823) et par De Serres (1837), on s'est beaucoup interrogé sur les causes et sur les conditions qui ont présidé à l'accumulation souvent très spectaculaire des restes de vertébrés dans les réseaux karstiques fossiles ou actuels; parmi de nombreux autres, citons les travaux de Dawkins (1874), Gèze (1949), Jackson (1953), Zapfe (1954), Tobien (1968), Sutcliff et al. (1976), Morel (1990). La récente monographie de Andrews (1990), particulièrement dévolue aux micromammifères, résume nos connaissances et souligne (p. 93) qu'elles sont encore loin d'éclairer complétement le sujet.

Dans le cas de la Vue-des-Alpes, il ne s'agit pas d'un riche gisement comprenant des animaux de toutes tailles, mais seulement de quelques dents de micromammifères. Ces animaux n'ont certainement pas pénétré de leur plein gré ou même par accident dans le système karstique. Ils ont vraisemblablement été capturés dans leur biotope normal par des rapaces nocturnes qui ont ainsi opéré une certaine sélection (Andrews 1990); comme ces oiseaux passent souvent la journée dans la zone épigée d'un système karstique (abri sous roche, puits de surface, galerie d'entrée), ils y accumulent leurs pelotes de réjection.

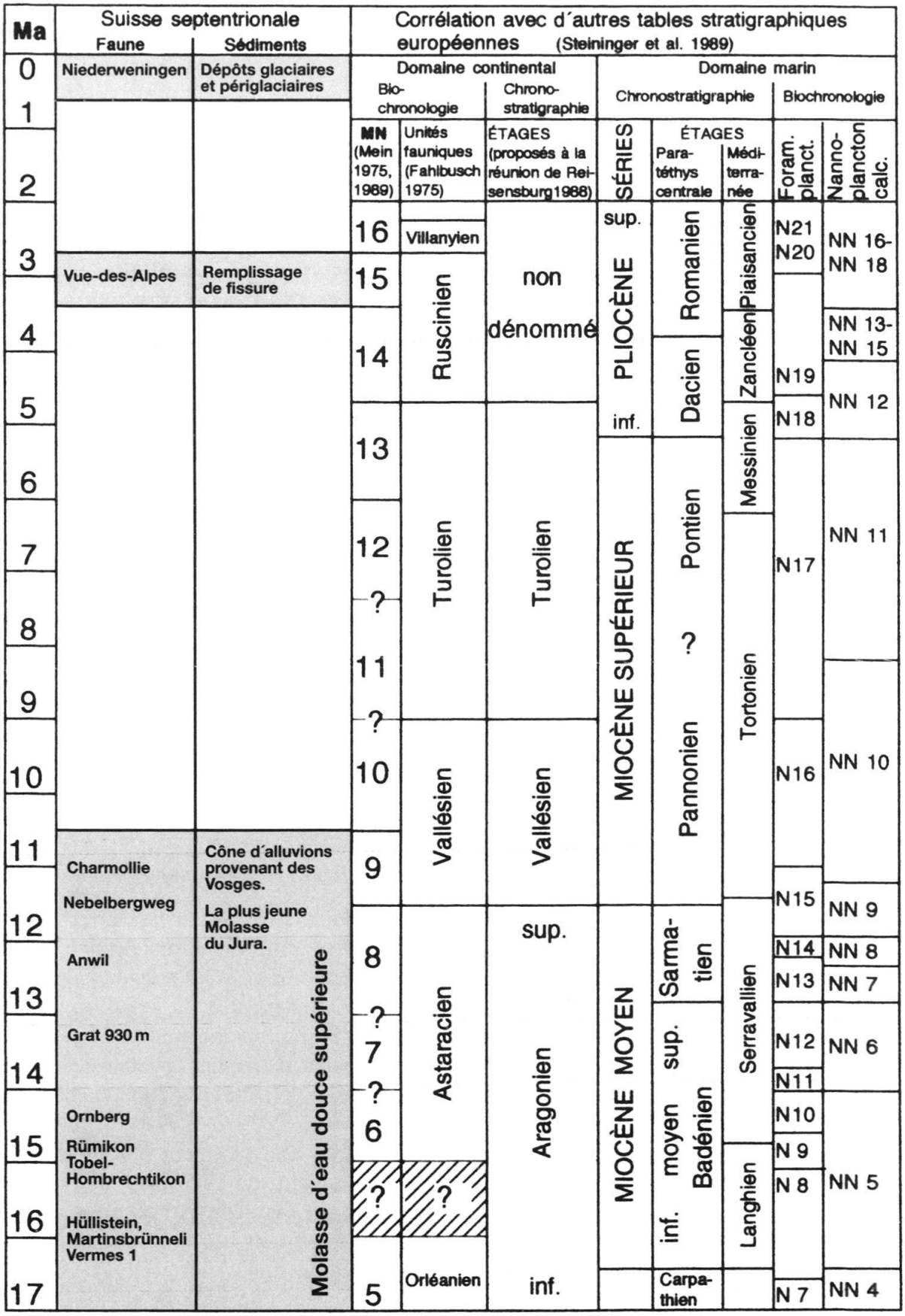


Fig. 18. Position stratigraphique de la faune de la Vue-des-Alpes (remplissage de la fente karstique TM 310) et corrélation stratigraphique avec quelques autres dépôts néogènes de la Suisse.

Comme on l'a vu plus haut, c'est un environnement qui peut présenter parfois des conditions corrosives, d'où une nouvelle modification sélective de l'assemblage dentaire primitif. Lors d'une deuxième phase, les eaux de surface empruntent temporairement le système épigé, dissocient les pelotes de réjection, mélangent au sédiment amené de l'extérieur les dents et les os qui subsistent et enfin transportent le tout, généralement bien trié granulométriquement, jusque dans des zones parfois éloignées et profondes du système karstique hypogé.

Nous avons relevé que notre assemblage de micromammifères ne comprend pas de forme remaniée plus ancienne ou plus récente; nous pouvons donc supposer qu'il donne bien une image, certes très incomplète, de la faune de rongeurs et d'insectivores contemporaine de l'ultime phase de colmatage du réseau karstique profond. Toutefois, ces animaux ne permettent que d'esquisser quelques traits du paysage contemporain et des conditions écologiques qui y régnaient: les Gliridés indiquent un biotope plutôt forestier, tandis que les Soricidés vivent dans des environnements plus ou moins humides. En ce qui concerne les formes actuelles de mulots les plus proches de *Apodemus dominans*, Rietschel & Storch (1974, p. 505) précisent qu'ils vivent dans «...aufgelockerte Wald-, Park-, und Gartenlandschaft sowie buschreiche Waldränder». L'analyse des autres éléments de la faune ne permet pas de donner davantage de précision, notamment quant à l'altitude des terrains de chasse des rapaces nocturnes.

Il est de plus bien difficile d'interpréter la sédimentation endokarstique et de vouloir la relier aux conditions topographiques et climatiques de surface (Renault 1990), tant peuvent être complexes et mal connues les fluctuations des débits d'une part et des niveaux de base d'autre part, qui tous deux dictent la succession des phases de colmatage et de décolmatage, c'est-à-dire de sédimentation et d'érosion et/ou de remaniement. Ce que l'on sait toutefois, c'est que cette sédimentation essentiellement détritique trouve son matériel dans le bassin d'alimentation du système karstique, en amont des pertes: c'est le reflet soit de la couverture stratigraphique normale du massif calcaire karstifié, soit du manteau d'altérites qui recouvre seul le calcaire, soit encore d'un mélange des deux (Kubler 1986; Quinif 1990).

On doit tout d'abord se demander si le remplissage du karst TM 310 présente quelque affinité avec les dépôts récents que figurent les cartes géologiques sur le plateau des Loges-Montagne de Cernier entre 1150 et 1220 m d'altitude, juste au-dessus du tunnel. Il s'agit de placages localisés de «lehm de décalcification avec galets jurassiens et avec galets valaisans disséminés» (Rollier & Favre 1910) ou encore de «altpliocaene bis jungquartäre Lehme [mit] meist kleinen gerundeten Geröllen alpiner Herkunft, besonders Quarzite» (Suter & Lüthy 1969). Ces dépôts sont en fait d'âge tardi-glaciaire et n'ont rien en commun avec le remplissage de la fente karstique, car Pochon (1978, p. 166–167) a montré que ces lehms, ainsi que les sols bruns calciques qu'ils ont engendrés, sont faits de matériaux allochtones surtout alpins, remaniés et transportés par le vent depuis les moraines du glacier rhodanien qui n'avaient pas dépassé l'altitude de 1050 m environ dans ce secteur de la chaîne jurassienne.

L'étude du remplissage de la fente TM 310 nous a appris qu'il ne contenait pas de matériel détritique d'origine alpine, qu'il soit molassique ou glaciaire. On supposera donc que, à l'époque du colmatage, il n'y avait pas encore eu d'invasion glaciaire dans ce secteur du Jura. De même faut-il supposer qu'il n'y avait pas de Molasse dans le bassin d'alimentation de notre karst: ou bien la Molasse ne fut jamais sédimentée dans cette

région qui aurait toujours été un secteur topographiquement élevé, ou bien la Molasse fut déposée, puis complètement érodée avant le Pliocène moyen, ce qui suggère également que la région avait été ou était toujours une zone haute (Schaer et al. 1990).

Le matériel détritique est donc presque exclusivement d'origine locale, dérivé de l'épais manteau d'altérites édifié aux dépends des séries calcaires et marno-calcaires du Jurassique supérieur, peut-être aussi du Crétacé inférieur; mais les indices de la présence de ce dernier sont rares et il faut aussi relever l'absence des témoins du Crétacé moyen, ailleurs fréquents et typiques, que sont la glauconie et les fossiles phosphatés. Les altérites remaniées sur place et incluses dans le remplissage du karst devaient comprendre aussi quelques apports détritiques allochtones, comme en témoignent certains minéraux lourds résistants et les quartz-améthystes. Ces matériaux auraient une origine septentrionale et proviendraient du S des Vosges. Liniger (1966, p. 165/point 3 et fig. 2) avait déjà postulé un tel apport fluviatile jusque sur les «Jura-Randgebiete».

Les matériaux de remplissage du karst présentent donc un caractère résiduel très affirmé qui témoigne d'une longue altération, en climat plutôt humide et chaud et dans un milieu temporairement acide (acides humiques sous le couvert forestier ou accumulation de guano dans une grotte?). Rappelons que, pour Liniger (1967, p. 423), la «Weisse Serie», attribuée au Pliocène supérieur et présente depuis le fossé rhénan jusque dans la Bresse, se caractérise ainsi: «Totale Bleichung, Entfärbung, Entkalkung, Abwandern von Eisengehalt zeigen einen klimatischen Vorgang an, ein extrem humides Klima mit Moorbildung».

On sait que, à l'échelle mondiale, régnait jusque vers 2.5 Ma un climat nettement plus chaud que le climat actuel: en témoigne notamment la découverte de macrofossiles d'arbres (*Nothofagus*) en Antarctique (McKelvey et al. 1991). Des indications sur le climat de l'Europe centrale il y a environ 3 Ma sont fournies par l'étude de la flore encore relativement chaude du gisement de Willershausen en Basse-Saxe (Mohr 1986, p. 153): 1500 mm de précipitations annuelles et température annuelle moyenne de 12 °C, avec des minima hivernaux pouvant exceptionnellement descendre au-dessous de 0°. Demarcq et al. (1983, p. 269) relèvent dans le domaine rhodanien un climat chaud et humide au Pliocène inférieur, moins chaud avec une humidité variable au Pliocène moyen, nettement refroidi dès la base du Pliocène supérieur. L'analyse palynologique des dépôts bressans par Rousseau et al. (1992) indique un biotope forestier en climat relativement chaud et humide jusque vers 3 Ma; puis la température diminue progressivement jusqu'à un premier évènement froid majeur situé vers 2.3 Ma, lequel correspond à la base du Prétiglien et que Zagwijn (1992) propose de choisir comme étant le début de l'Ere quaternaire.

Des conditions climatiques relativement chaudes et humides régnant jusque vers 3 Ma s'accordent donc fort bien avec la formation de «Pseudobohnerze» maghémitiques et avec la «cave corrosion» (Andrews 1990) qui affecte les dents et os contenus dans le remplissage karstique TM 310. Tout ceci infirme l'hypothèse d'une première détérioration du climat intervenue il y a plus de 5 Ma, hypothèse concluant à la présence de glaciers pliocènes sur les Vosges et la Forêt Noire (Hantke 1980, p. 373).

Et quelle pouvait bien être l'allure de la surface topographique? On a supposé que, déjà au Pliocène, le Jura central et oriental formait une zone élevée que devaient contourner les principales rivières issues des reliefs alpins (Schaer et al. 1990). Mais on ne sait rien de très précis au sujet des paléoaltitudes et il faut ici citer Wegmann (1958, p. 5): «... déjà

avant la détérioration du climat, à la fin de l'ère tertiaire et avant les temps glaciaires, le relief [du Jura] fut, à plusieurs reprises, réduit à une topographie de collines et à nouveau rajeuni par des soulèvements inégaux...» Les seules traces préservées de ces anciennes topographies sont précisément les réseaux hydrographiques souterrains qui correspondent aux niveaux successifs des vallées du Jura. Si l'on connait maintenant quelques-uns des réseaux karstiques actifs, lesquels peuvent être des réseaux très anciens partiellement décolmatés et réactivés, on sait bien peu de choses à propos des systèmes karstiques fossiles: les travaux souterrains révèlent à cet égard une diversité et une complexité inattendues (Meia & Pochon 1980; Kubler 1986; étude inédite des remplissages sédimentaires des divers réseaux colmatés échantillonnés dans le tunnel de la Vue-des-Alpes).

L'âge du plissement du Jura

Naef et al. (1985) ont présenté un excellent résumé historique de cette question, qui débouche sur la conclusion suivante (p. 99): «Wir haben keine klaren stratigraphischen Evidenzen zur Verfügung, welche uns eine genauere Einengung der Zeit erlauben, die uns für die Jurafaltung zur Verfügung steht.» C'est également ce que pensaient Gürler et al. (1987, p. 24, note 1) qui situent le plissement jurassien quelque part entre 12 et 2 Ma. Kälin (1993) a ensuite précisé qu'il devait être plus jeune que 11 Ma. Et enfin Diebold et al. (1992, p. 241), qui ne précisent cependant pas quels sont leurs arguments, ont encore rétréci la fourchette du temps disponible pour situer cet évènement ou ses phases successives: entre 10 et 5 Ma environ.

Comme on l'a vu plus haut, le remplissage du paléokarst TM 310, de même que les parois de ses conduits karstiques partiellement colmatés, ne montrent pas la moindre trace de déformation. Ce remplissage est donc probablement postérieur à la dernière étape du plissement qui a affecté ce secteur relativement interne du Jura, lequel a peut-être été déformé plus tardivement que les secteurs externes de la chaîne. Cet évènement tectonique est donc plus ancien que le Pliocène moyen, c'est-à-dire plus vieux que 3 Ma environ.

La faune de la Vue-des-Alpes est un jalon actuellement unique et isolé dans cette vaste étendue de temps qui sépare les derniers sédiments molassiques fossilifères des premiers dépôts interglaciaires que la palynologie permet de dater (Schlüchter 1989), c'est-à-dire près de 10 millions d'années, pendant lesquels nous ne savons quasiment rien de ce qui s'est passé dans nos régions (fig. 18).

Remerciements

Ils s'adressent en premier lieu à R. Kocherhans, ing. dipl. (Veltheim) qui a rendu possible une première visite de la galerie-pilote et a ainsi suscité la découverte de cette faune. Par la suite, le géologue cantonal neuchâtelois J. Meia nous a généreusement accordé son aide et ses conseils, de même que J.-P. Schaer et X. Tschanz (Institut de Géologie, Université de Neuchâtel). L'étude du sédiment doit beaucoup à B. Hofmann (Berne), F. Hofmann (Neuhausen), M. A. Mange (Oxford), A. Matter (Berne), J. Mullis (Bâle), V. Serneels et Ph. Thélin (Lausanne), M. Sutermeister et W. Engesser (Bâle) ont patiemment trié les résidus de lavage. C'est R. Kindlimann (Aathal) qui a déterminé les restes de poissons. Nos collègues M. Hugueney et P. Mein (Lyon), H. Mayr (Munich), O. Fejfar (Prague) ont mis à notre disposition un précieux matériel de comparaison pour l'étude des micromammifères. J.-P. Schaer, B. Kubler et J. Meia ont relu le manuscrit qu'ils ont contribué à améliorer grâce à leurs critiques pertinentes. Nous disons à tous nos remerciements et notre amical souvenir.

BIBLIOGRAPHIE

AGUSTI, J. 1981: *Glis vallesiensis* n. sp. nouveau Gliridé (Rodentia, Mammalia) du Néogène de Seu d'Urgell (Catalogne, Espagne). Géobios, 14/4, 543–547.

ANDREWS, P. 1990: Owls, Caves and Fossils. Predation, preservation and accumulation of small mammal bones in caves, with an analysis of the Pleistocene cave faunas from Westbury-sub-Mendip, Somerset, UK. Natural History Museum Publications, London, 1–231.

ARBEY, F. 1980: Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formes silicifiées. Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 4/1, 310–365.

BARTZ, J. 1950: Die Bohnerzablagerungen in Rheinhessen und ihre Entstehung. Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. Wiesbaden, 6/1, 201–243.

BITTERLI, P. 1972: Erdölgeologische Forschungen im Jura. Bull. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing., 39/95, 13–28.

BOURQUIN, P., BUXTORF, R., FREI, E., LÜTHI, E., MÜHLETHALER, C., RYNIKER, K. & SUTER, H. 1968: Feuille 1144, Val de Ruz. Atlas géol. de la Suisse 1:25000. Comm. géol. suisse, Bâle.

BUCKLAND, D. 1823: Reliquiae Diluvianae: Observations on the organic remains contained in caves, fissures and diluvial gravel and on geological phenomena attending the action on a universal deluge. J. Murray, London.

BUXTORF, A. & KOCH, R. 1920: Zur Frage der Pliocaenbildungen im nordschweizerischen Juragebirge. Verh. naturf. Ges. Basel, 31, 113–132.

DAWKINS, W. B. 1874: Cave Hunting. MacMillan, London.

DELAFOND, F. & DEPÉRET, CH. 1894: Les terrains tertiaires de la Bresse et leurs gîtes de lignites et de minerai de fer. Impr. nationale, Paris.

DESOR, E. & GRESSLY, A. 1859: Etudes géologiques sur le Jura neuchâtelois. Mém. Soc. neuchât. Sci. nat., 4, 1–159.

DEMARCQ, G., BALLESIO, R., RAGE, J.-C., GUÉRIN, C., MEIN, P. & MÉON, H. 1983: Données paléoclimatiques du Néogène de la Vallée du Rhône (France). Palaeogeogr., palaeoclimatol., palaeoecol., 42, 247–272.

DIEBOLD, P., NAEF, H. & AMMANN, M. 1992: Zur Tektonik der zentralen Nordschweiz. Landeshydrol. u. -geol., Geol. Ber. 14, 1–277.

DUPLAIX, S. & GUILLAUME, S. 1962: Etude stratigraphique et minéralogique de formations tertiaires du Jura. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn., (2), V/1, 37–54.

ENGESSER, B. 1989: The Late Tertiary small mammals of the Maremma region (Tuscany, Italy). 2nd Part: Muridae and Cricetidae (Rodentia, Mammalia). Bull. Soc. Paleont. Ital., 28 (2/3), 227–252.

ENGESSER, B. 1990: Die Eomyidae (Rodentia, Mammalia) der Molasse der Schweiz und Savoyens. Schweiz. Paläont. Abh., 112, 1–144.

FAHLBUSCH, V. 1969: Pliozäne und Pleistozäne Cricetinae (Rodentia, Mammalia) aus Polen. Acta zool. Cracov., 14 (56), 99–138.

FEJFAR, O. 1970: Die plio-pleistozänen Wirbeltierfaunen von Hajnácka und Ivanovce (Slowakei, CSSR) VI. Cricetidae (Rodentia, Mammalia). Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol., 10, 277–296.

FEJFAR, O. 1990: The Neogene VP sites of Czechoslovakia: A contribution to the neogene terrestric biostratigraphy of Europe based on rodents. In: LINDSAY, E. H. et al., editors 1990: European Neogene Mammal Chronology. Nato ASI Series A: Life Sciences, vol. 180, Plenum Press, New York, 211–236.

FEJFAR, O. & HEINRICH, W.-D. 1990: Muroid Rodent Biochronology of the Neogene and Quaternary in Europe. – In: Lindsay, E. T. et al., editors (1990): European Neogene Mammal Chronology. Nato ASI Series A: Life Sciences, vol. 180, Plenum Press, New York, 91–117.

FEJFAR, O. & STORCH, G. 1990: Eine pliozäne (ober-ruscinische) Kleinsäugerfauna aus Gundersheim, Rheinhessen. 1. Nagetiere: Mammalia, Rodentia. Senckenbergiana Lethaea, 71 (1/2), 139–184.

FRANZEN, J. L. & STORCH, G. 1975: Die unterpliozäne (turolische) Wirbeltierfauna von Dorn-Dürkheim, Rheinhessen (SW-Deutschland). 1. Entdeckung, Geologie, Mammalia: Carnivora, Proboscidea, Rodentia. Grabungsergebnisse 1972–1973. Senckenbergiana Lethaea, 56 (4/5), 233–303.

GEZE, B. 1949: Les gouffres à phosphates du Quercy. Essai de paléospéléologie. Ann. spéléol. 4/2, 89–107.

GRONER, U. 1990: Verwitterung und Umlagerung von Palynomorphen in Höhlensedimenten: das Beispiel Hölloch. Karstologia, Mém. 2, 51–56.

HANTKE, R. 1980: Die Obere Süsswassermolasse der Schweiz, ihr Paläorelief und ihre stratigraphische Fortsetzung in der Vogesen-Schüttung. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 125/4, 365–374.

HEINRICH, W.-D. (Ed.) 1983: Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum. Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften, Heft 19/20, Akademie Verlag Berlin, 394 S.

HELLER, F. 1930: Eine Forest-Bed-Fauna aus der Sackdillinger Höhle (Oberpfalz). N. Jb. Min. Geol. Paläontol., Beilageband 63, B, 247–298.

HOFMANN, F. 1957: Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen. Eclogae geol. Helv., 50/2, 477–482.

HOFMANN, F. 1991: Neuere Befunde zur Geologie, zur Lagerstättenkunde und zum historischen Abbau der Bohnerze und Bolustone der Region Schaffhausen. Mitt. natf. Ges. Schaffhausen, 36, 45–81.

HOFMANN, F. 1993: Erläuterungen zu Blatt 1011/1012 Beggingen-Singen des geologischen Atlas der Schweiz, 1:25000. Service hydrol.-géol. natl., Berne.

JACKSON, J. W. 1953: Archaeology and Palaeontology. Chapter VII In: British Caving. Routledge & Kegan, London.

KÄLIN, D. 1993: Stratigraphie und Säugetierfaunen der Oberen Süsswassermolasse der Nordschweiz. Diss. E.T.H.-Zürich, Nr. 10152, 1–238.

KOSZTOLANYI, C., MULLIS, J. & WEIDMANN, M. 1987: Measurements of the phase transformation temperature of gypsum-anhydrite, included in quartz, by microthermometry and Raman microprobe techniques. Chemical Geol., 61, 19–28.

KOWALSKI, K. 1960: Cricetidae and Microtidae (Rodentia) from the Pliocene of Węże (Poland). Acta Zool. Cracov., 5/1, 448–505.

KUBLER, B. 1986: Minéralogie des suspensions et des colmatages dans les karsts jurassiens: circulation, filtre naturel, interprétation. Bull. Centre hydrogéol. Univ. Neuchâtel, 7, 1–11.

KUBLER, B., POCHON, M. & SIMEONI, J.-P. 1978: Les troubles des eaux karstiques: un exemple d'implication de l'hydrogéologie et de la minéralogie, pédologie, sédimentologie et géochimie. Symposium sur les implications de l'Hydrogéologie dans les autres Sciences de la Terre, Montpellier. Mém. hors séries CERG-USTL, Montpellier, 203–225.

LINIGER, H. 1925: Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N.F., 55/4, 1–71.

LINIGER, H. 1966: Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. Regio Basiliensis, 7, 158–177.

LINIGER, H. 1967: Pliozän und Tektonik des Juragebirges. Eclogae geol. Helv., 60/2, 407–490.

LINIGER, H. & ROTHPLETZ, W. 1964: Ein neuer Aufschluss in den Vogesenschottern westlich Delsberg. Regio basiliensis, 5/1, 78–83.

MCKELVEY, B. C., WEBB, P. N., HARWOOD, D. M. & MABIN, M. C. G. 1991: The Dominion Range Group: a record of the late Pliocene-early Pleistocene Breadmore Glacier. In: Geological Evolution of Antarctica. Cambridge University Press, 675–682.

MEIA, J. & POCHON, M. 1990: Nouvelles observations sur la présence de paléokarst dans la région de Neuchâtel (Jura suisse). Bull. Soc. neuch. Sci. nat., 103, 115–128.

MOHR, B. 1986: Die Mikroflora der Oberpliozänen Tone von Willershausen (Kreis Northeim, Niedersachsen). Palaeontographica, Abt. B, 198/3–6, 133–156.

MOJON, P.-O. 1989: Polymorphisme écophénotypique et paléoécologie des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura franco-suisse. Rev. Paléobiol. Genève, 8/2, 505–524.

MOJON, P.-O. & STRASSER, A. 1987: Microfaciès, sédimentologie et micropaléontologie du Purbeckien de Bienne (Jura suisse occidental). Ecologae geol. Helv., 80/1, 37–58.

MOREL, P. 1990: Aspects zoologiques et paléontologiques: possibilités et limites d'une interprétation paléoclimatique. Karstologia, Mém. 2, 33–35.

NAEF, H., DIEBOLD, P. & SCHLANKE, S. 1985: Sedimentation und Tektonik im Tertiär der Nordschweiz. Nagra Techn. Bericht, 85-14, 1–145.

POCHON, M. 1978: Origine et évolution des sols du Haut-Jura suisse. Mém. Soc. helv. Sci. nat., 90, 1–190.

PORTMANN, J.-P. 1966: Notice historique de géologie neuchâteloise. Eclogae geol. Helv., 59/1, 5–19.

QUINIF, Y. 1990: La datation des spéléothèmes (U/Th) appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour une mise en évidence des ruptures climatiques. Karstologia, Mém. 2, 23–32.

RENAULT, P. 1990: Réflexions sur la notion de remplissage karstique. Karstologia, Mém. 2, 61–62.

REUMER, J. W. F. 1984: Ruscinian and Early Pleistocene Soricidae (Insectivora, Mammalia) from Tegelen (The Netherlands) and Hungary. Scripta Geologica, Leiden, 73, 1–173.

REUMER, J. W. F. 1985: The generic status and species of *Drepanosorex* reconsidered (Mammalia, Soricidae). Revue de Paléobiologie, 4/1, 53–58.

RICKENBACH, E. 1947: Vorkommen von bituminösen Schiefern, Asphaltvorkommen, Erdgasvorkommen. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, geotechn. Serie, 26/9, 1–88.

ROLLIER, L. & FAVRE, J. 1910: Carte géologique des environs du Locle et de la Chaux-de-Fonds. Carte spéciale 59, 1:25000, Comm. géol. suisse, Bâle.

ROUSSEAU, D.-D., PETIT, C., TAOUFIQ, N. B., FARJANEL, G., MEON, H. & PUISSEGUR, J.-J. 1992: Continental late Pliocene paleoclimatic history recorded in the Bresse Basin (France). Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 95, 253–261.

SCHAER, J.-P., BURKHARD, M., TSCHANZ, X., GUBLER, E. & MATHIER, J.-F. 1990: Morphologie, contraintes et déformations dans le Jura central interne. Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 113, 39–50.

SCHLÜCHTER, C. 1989: A non-classical summary of the Quaternary stratigraphy in the Northern alpine foreland of Switzerland. Bull. Soc. neuchât. Géogr., 32/33, 143–157.

SERRES, M. DE 1837: Essai sur les cavernes à ossemens, et sur les causes qui les y ont accumulés. Mélanges géologiques, 146–267. J.-B. Paya éditeur, Toulouse.

STEHLIN, H. 1914: Ueber das Vorkommen von Hipparion in der Schweiz. Verh. naturf. Ges. Basel, 25, 194–200.

STEININGER, F. F., BERNOR, R. L. & FAHLBUSCH, V. 1990: European Neogene Marine/Continental Chronologic Correlations. In: LINDSAY et al., editors 1990: European Neogene Mammal Chronology. Nato ASI Series A: Life Sciences, vol. 180, Plenum Press, New York, 15–46.

STORCH, G. & FEJFAR, O. 1990: Gundersheim-Findling, a Ruscinian rodent fauna of Asian affinities from Germany. In: LINDSAY, E. H. et al., editiors 1990: European Neogene Mammal Chronology. Nato ASI Series A: Life Sciences, vol. 180, Plenum Press, New York, 405–412.

SULIMSKI, A. 1959: Pliocene insectivores from Węże. Acta palaeont. Polonica, 4 (2), 119–179.

SUTCLIFFE, A. J., BRAMWELL, D., KING, A. & WALKE, M. 1976: Cave palaeontology and archaeology. In: FORD, T. D. & COLLINGFORD (Eds.): The science of speleology. Academic Press, London.

SUTER, H. 1920: Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Les Convers – Vue des Alpes (Canton de Neuchâtel). Inaug.-Diss. Univ. Zürich, 1–45.

SUTER, H. & LÜTHI, E. 1969: Erläuterungen, Blatt 1144, Val de Ruz, Geol. Atlas d. Schweiz 1:25000. Comm. géol. suisse, Bâle.

TOBIEN, H. 1968: Typen und Genese tertiärer Säugerlagerstätten. Eclogae geol. Helv., 61/2, 549–575.

VAN DE WEERD, A. 1976: Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain. Utrecht micropaleont. bulletins. Special Publ. 2.

WEGMANN, C.-E. 1958: Le cadre naturel des glissements de terrain du Val-de-Travers, Neuchâtel (Suisse). Bull. techn. Suisse romande, 4, 1–8.

ZAGWIJN, W. H. 1992: The beginning of the Ice Age in Europe and its major subdivisions. Quaternary Sci. Rev., 11, 583–591.

ZAPFE, H. 1954: Beiträge zur Erklärung der Entstehung von Knochenlagerstätten in Karstspalten und Höhlen. Beih. z. Z. f. Geologie, Berlin, 12, 1–58.

ZWEIDLER, D. 1985: Genèse des gisements d'asphalte des formations de la Pierre jaune de Neuchâtel et des Calcaires urgoniens du Jura (Jura neuchâtelois et Nord vaudois, Suisse). Thèse Fac. Sci. Univ. Neuchâtel, 1–108.

Manuscrit reçu le 7 mai 1993
Révision acceptée le 25 juin 1993