



HAL
open science

Contribution à l'étude des glacis : la bordure occidentale de la plaine du Forez.

Bernard Etlicher, Alain Le Griel

► To cite this version:

Bernard Etlicher, Alain Le Griel. Contribution à l'étude des glacis : la bordure occidentale de la plaine du Forez.. Bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie, 1977, n°1, pp. 7-33. halshs-00769653

HAL Id: halshs-00769653

<https://shs.hal.science/halshs-00769653v1>

Submitted on 2 Jan 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

CONTRIBUTION A L'ETUDES DES GLACIS :
LA BORDURE OCCIDENTALE DE LA PLAINE DU FOREZ.

Depuis la fin des années cinquante, un débat s'est instauré en marge des recherches menées sur les formes «classiques» des pays chauds et arides que sont les glacis d'érosion en roche tendre. Pierre Birot et ses élèves (1) ont soutenu l'existence sur la frange nord de la Méditerranée de formes tout à fait semblables mais dont la genèse résulterait de processus liés aux climats froids. Marqué par des prises de position parfois tranchées et diamétralement opposées (2), jalonné par de remarquables synthèses (3), ce débat semble loin d'être clos. Notre désir est d'apporter à son propos quelques observations nouvelles en décrivant des formes parentes dans un domaine pourtant éloigné de la Méditerranée.

I – LES GLACIS ET LE CONTEXTE PARTICULIER DU FOREZ.

L'utilisation du vocable «glacis» pose au géomorphologue un problème : il est, en effet, très souvent employé dans un sens morphologique précis et non comme il devrait l'être dans un sens purement descriptif. On constate d'autre part qu'aucune unanimité n'a été consacrée par l'usage sur le sens à donner au mot glacis comme c'est le cas pour la plupart des termes importants; il ne recouvre pas pour tous les auteurs la même réalité (4). Cette double constatation impose à chaque chercheur une première tâche : définir exactement ce qu'il entend par glacis.

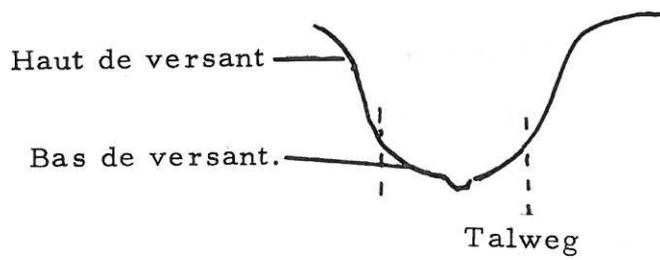
a) – La notion topographique de glacis

Nous adopterons volontairement une définition large dans laquelle le «glacis» représente une dénivellation régulière ou concave de 2 à 13%, sans pente transversale notable. Le glacis s'inscrit dans un versant dont il constitue la partie basale. D'ampleur très variable, -figures 1 a et 1 b - il s'individualise plus ou moins bien - figures 1 c et 1 d - dans le paysage par rapport à la partie supérieure du versant. La généralité de la définition choisie nécessite quelques précisions sur les limites d'utilisation du terme : on pourrait à première vue considérer que toute pente convexo-concave implique l'existence d'un glacis. Une telle extension serait abusive : la figure 1 a le prouve : il n'est vraiment possible de distinguer le haut et le bas du versant qu'à l'instant où le «glacis» possède une longueur supérieure à celle de la partie haute. Par ailleurs, la définition même de glacis topographique implique une notion d'échelle, celui-ci relevant généralement du cinquième ordre de grandeur défini par Jean Tricart.

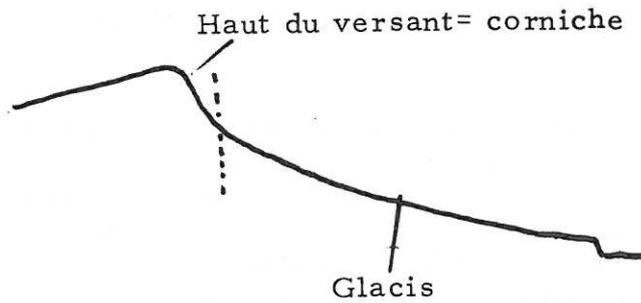
Mais une autre difficulté surgit de la définition adoptée : comment situer les pentes rectilignes ? Si ces dernières ont une déclivité supérieure à 13%, elles appartiennent sans conteste à une famille différente mais pour des valeurs de pente inférieures, elles rentrent dans le cadre de notre définition sans y correspondre pleinement puisqu'elles présentent la particularité de composer l'ensemble du versant. Nous les assimilerons à un type original de glacis que l'on pourrait qualifier de «versant-glacis» (5).

En définitive, malgré les réserves que nous venons d'apporter, le domaine des glacis est extrêmement étendu. Nous devons souligner que le terme de glacis ne correspond en aucune façon à une «espèce» ou à un «genre» de formes, ces mots étant pris dans leur sens taxonomique mais bien plutôt à une «famille» ou à un ordre.

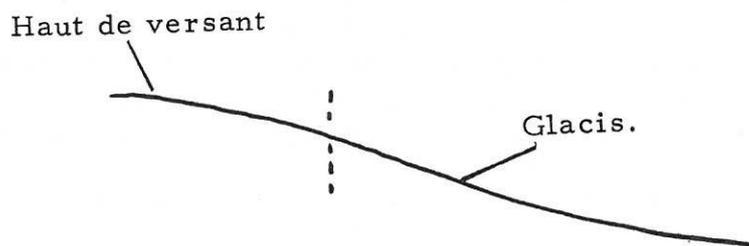
Figure 1: Le glacis topographique.



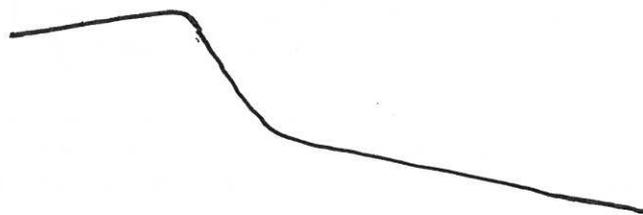
a): Les glacis de faible ampleur s'incorporent au versant qu'il est impossible de diviser en deux parties.



b): Le glacis s'individualise parfaitement au bas du versant.



c) Glacis séparé du haut de versant par la valeur de la pente



d) Glacis séparé de la corniche par un knick basal.

Il serait d'un intérêt premier de se livrer à un inventaire et à un classement de ces formes; ce n'est cependant pas notre but dans ces pages et nous nous limiterons à certaines considérations au sujet d'un genre particulier de glacis : les glacis d'érosion en roche tendre.

b) — Remarque sur les «glacis d'érosion en roche tendre».

1 : Les processus à l'origine de la planation.

Malgré le grand nombre d'études qui leur ont été consacrées, la genèse et l'aire de répartition de ces formes soulèvent encore des discussions et nous n'hésiterons pas à dire que la réflexion menée par les géomorphologues français nous semble en partie faussée par l'orientation prise depuis une vingtaine d'années. Ceux-ci ont surtout recherché l'explication des glacis d'érosion en roche tendre par l'action de quelques processus capables de modeler des espaces plats et observés dans le cadre des climats chauds semi-arides. Ils ont associé leur existence à certains agents d'érosion particulièrement spectaculaires comme le «rill-wash», le «sheet-wash», et éventuellement le «sheet-flood». Il n'est évidemment pas question de nier l'intérêt des descriptions minutieuses qui ont permis de mieux connaître ces mécanismes. A leur échelle, elles ont donné une idée de l'évolution des glacis; on peut toutefois leur reprocher deux inconvénients :

— elles ont amené de nombreux auteurs à assimiler la notion de glacis à un contexte climatique très précis, trop peut-être, quelques uns allant jusqu'à négliger l'étude de formes semblables situées en dehors de la zone chaude, ou à refuser pour la même raison de leur attribuer le nom de glacis d'érosion.

— elles ont accaparé l'attention des morphologues au détriment d'autres aspects aussi importants dans l'élaboration des glacis d'érosion. La figure 2 représente le passage d'une banale pente convexo-concave sous climat tempéré à un système «corniche-glacis d'érosion en roche tendre» sous climat chaud semi-aride (figures 1 a et 2 b). Il apparaît avec netteté que le processus essentiel qui apparaît dans l'extension du bas de versant, est celui qui fait peu à peu reculer la couche dure formant la corniche tout en permettant au glacis d'atteindre parfois d'impressionnantes dimensions. L'érosion aréolaire est uniquement responsable du profil de la pente et dans une certaine mesure de l'exportation des matériaux provenant de la corniche. (matériel de couverture des glacis : figure 2 c).

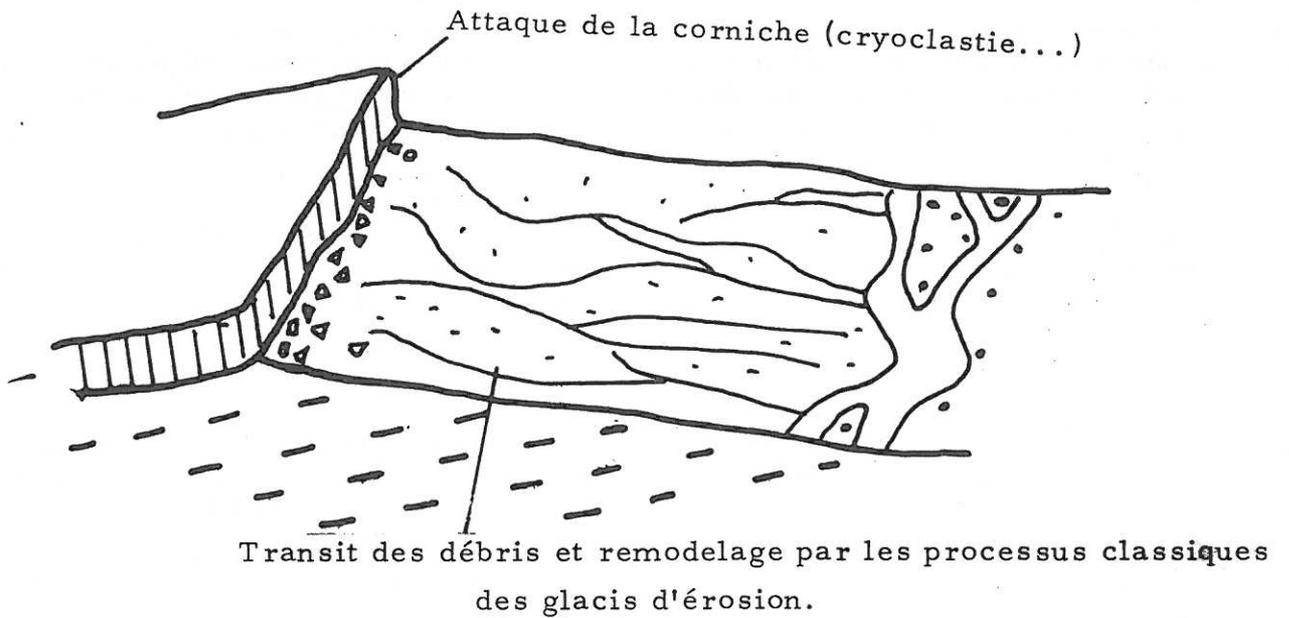
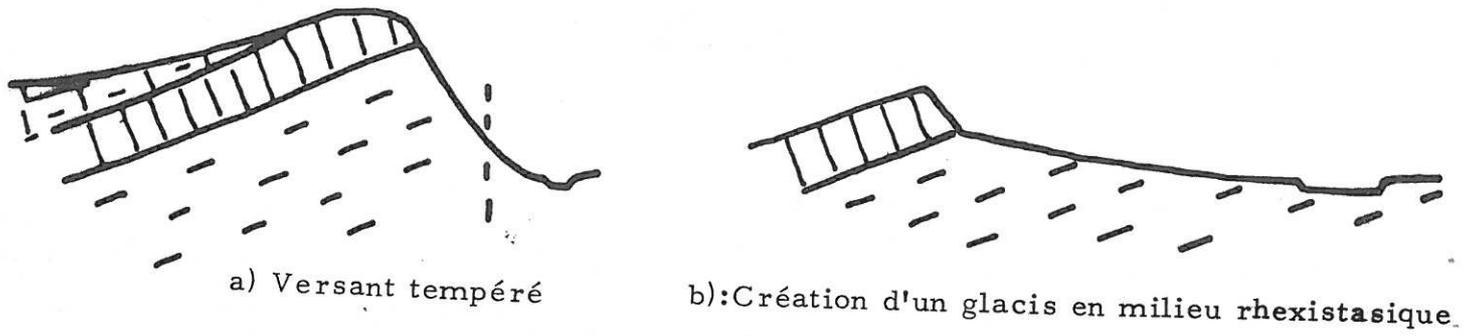
Un fait, signalé par plusieurs auteurs, ressort d'une rapide réflexion sur les processus pouvant favoriser l'érosion aréolaire : ils sont presque tous azonaux. Les agents atmosphériques et l'environnement végétal nécessaires à l'aplanissement dans des couches tendres se rencontrent dans plusieurs des zones climatiques du globe : ils correspondent au milieu rhéxistatique défini par Erhart. A la limite, on serait tenté de dire qu'une forte pluie provoque sur un versant dépourvu de végétation, une érosion minimale et généralisée susceptible de régulariser le versant, pourvu que la roche à l'affleurement présente une cohérence assez faible et une granulométrie favorable (6). Avec cette dernière remarque nous venons d'introduire un facteur peu mis en évidence dans l'étude des glacis d'érosion : le contexte structural. Il influence par certaines données la création et l'évolution de ces formes.

2 : Le contexte structural.

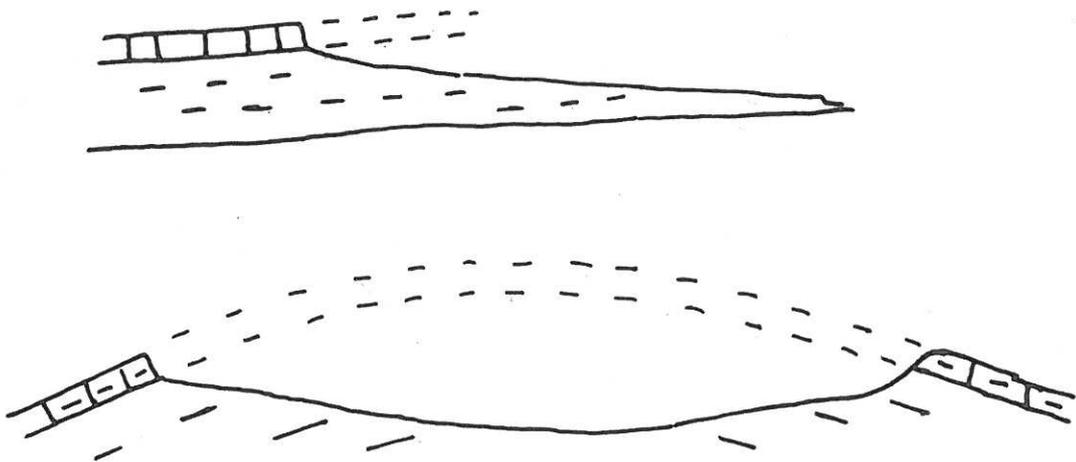
L'élaboration des glacis nécessite l'existence d'un contraste de dureté, donc la présence d'une couche dure au dessous de laquelle ou contre laquelle ils s'inscriront. Il s'agit là d'une condition essentielle puisque le glacis d'érosion en roche tendre est toujours l'élément de base d'un versant dominé par une corniche.

L'épaisseur et la nature de la couche tendre dans laquelle est modelé le glacis, agissent d'une part, sur l'étendue, d'autre part, sur la perfection de la forme : il est ainsi apparu que les sables, à cause de leur manque total de cohésion et leur grande perméabilité offrent assez rarement une topographie de glacis.

Figure 2: Les mécanismes à l'origine de la formation des glacis.



Figures 2: Structures favorables au développement des glacis d'érosion.



Il existe aussi des conditions structurales qui favorisent leur ampleur; ils occupent une grande place dans les régions de cuestas à faible pendage ou dans des régions de structure plissée aux larges anticlinaux favorables au développement de vastes combes. L'explication de cette situation est simple : c'est dans ces deux types structuraux que le recul des corniches, facteur essentiel, a le plus de chance de se dérouler dans le temps et dans l'espace de manière rapide.

Résultat de processus largement représentés à la surface du globe et de conditions structurales assez courantes, les glacis d'érosion en roche tendre devraient être répandus en tant que formes fonctionnelles ou paléoformes. La France avec la succession des climats très contrastés au cours du Néogène et du Quaternaire paraît particulièrement bien placée pour l'étude de ces dernières.

3 : Les glacis foréziens.

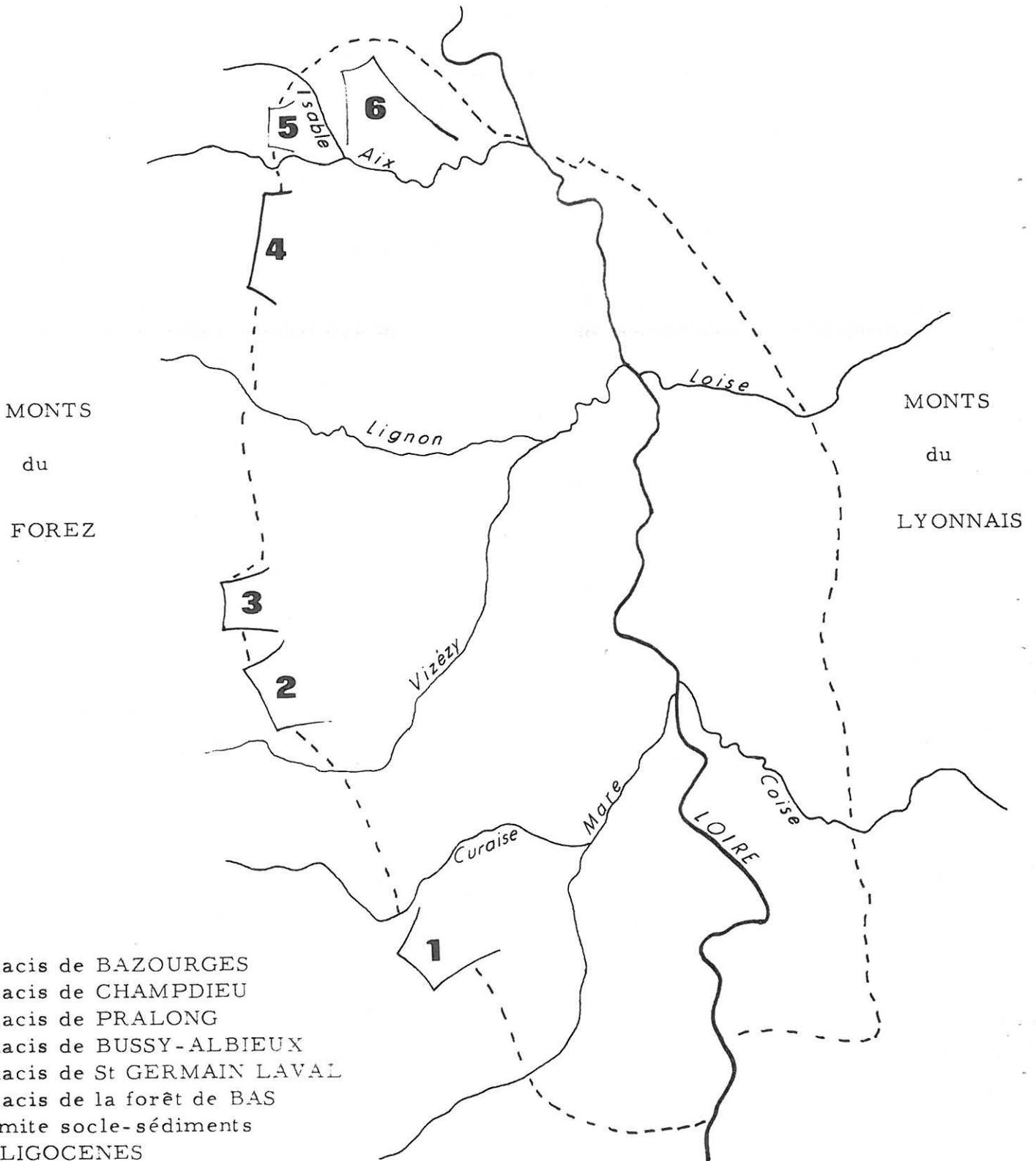
Avant de démontrer la situation marginale du Forez au double point de vue du climat et de la structure, nous brosserons une rapide description de notre terrain. Celui-ci est situé au contact des Monts du Forez et de la Plaine du même nom, sur sa bordure occidentale. Il présente l'originalité de n'être constitué que sur de très rares secteurs d'un talus net, s'opposant en cela à la bordure orientale de la plaine. La montagne entre en relation avec le bassin de Montbrison par des pentes plus ou moins longues mais toujours régulières. Etablies sur des sédiments très divers, ces pentes prennent en général appui, à l'amont, sur un replat taillé vers 600 mètres d'altitude dans le socle ancien; ce replat les domine par un court secteur à forte déclivité. De profil concave, elles se raccordent à l'aval insensiblement avec la plaine. Invisible sur les cartes topographiques, ce passage se traduit parfois sur le terrain par un léger accident : à ce propos, une constatation s'impose : il n'existe pas de niveau de base général à tous les glacis; ils se terminent à des altitudes peu différentes - le plus souvent vers 390 mètres - mais sur des secteurs très variés. De Montbrison à Boën, les glacis s'achèvent tantôt sur la cuvette d'érosion du Vizézy, tantôt sur le « plateau » de Chalain d'Uzore, tantôt sur la basse terrasse du Lignon.

«Perchées» au dessus de la plaine, marquées par de nombreux signes de dissection, ces pentes n'apparaissent plus comme fonctionnelles. Ce sont des paléoformes que l'on ne peut évidemment pas mettre en rapport avec le climat forézien actuel, ni avec le couvert végétal : elles sont héritées de conditions climatiques beaucoup plus sévères. Des climats répondant à ces caractéristiques ont existé à la fin du Tertiaire et au Quaternaire. Isolée des influences chaudes venues de la Méditerranée, la région a connu au cours du Pléistocène de véritables conditions périglaciaires puisque les Monts du Forez ont été localement occupés par des appareils glaciaires. Au contraire, par suite de sa position d'abri - les précipitations actuelles sont seulement de l'ordre de 600 millimètres - la bordure occidentale de la plaine a pu connaître au Pliocène des climats à tendance aride, par suite de la sécheresse provoquée par des températures plus élevées qu'aujourd'hui (8). Ayant subi différentes phases climatiques durant lesquelles des formations végétales discontinues ont permis une attaque directe du substratum par les éléments atmosphériques, le Forez n'a vraisemblablement pas jamais connu au cours du Pliocène et du Quaternaire de système morphoclimatique suffisamment efficace pendant une assez longue période, pour façonner des glacis d'érosion correspondant à l'image classique que l'on s'en fait.

La succession des phases climatiques chaudes et d'une série de phases froides ensuite rend très difficile l'attribution des formes à l'un ou l'autre des systèmes morphoclimatiques. Elle contribue à faire de l'exemple forézien un cas-limite. Cette constatation est renforcée par l'étude des données structurales.

Les processus d'érosion ont eu en effet à travailler dans des conditions particulièrement difficiles : la nature du substratum par son manque d'homogénéité a été un premier obstacle; on y reconnaît des sédiments primaires, plusieurs générations de sédiments tertiaires aux faciès variés, et des formations alluviales quaternaires. Le seul facteur indispensable à la création des glacis est le manque de cohésion à peu près total de tous ces dépôts : plus ou moins riches en blocs et en cailloux, ils sont essentiellement formés par une matrice argilo-sableuse.

CARTE DE LOCALISATION DES GLACIS



0 5 10 km

Mais le plus gros handicap à la création de vastes glacis d'érosion se situe dans le rapport entre ces couches tendres et l'ensemble résistant. Les sédiments viennent s'appuyer latéralement, le plus souvent par escarpement de faille fossilisé sur des roches granitiques ou métamorphiques du socle. L'extension éventuelle des glacis au détriment de la corniche taillée dans le socle est pratiquement impossible. En définitive, le résultat le plus évident de ces conditions marginales de réalisation est la diversité des formes créées, comme va le montrer la description de quelques exemples.

II – ANALYSE DE QUELQUES EXEMPLES.

a) – Les glacis méridionaux

La région de Bazourges (9) se distingue nettement des autres formes de contact entre la plaine et les monts du Forez au sud de Montbrison. Alors que l'érosion différentielle entre les sédiments tertiaires de la plaine à faciès argileux et les granites du socle a permis le dégagement d'escarpements de ligne de faille au nord de Saint-Georges-Haute-Ville et au sud de Lucenol, les formes d'aplanissement sont exceptionnellement bien conservées entre ces deux localités ainsi qu'en témoigne la carte de localisation.

La présence de bancs gréseux ayant consolidé les sables du Tertiaire, la faiblesse du réseau hydrographique et la tectonique en touche de piano, permettent de mieux comprendre la particularité du secteur. Outre la netteté de formes exceptionnellement parlantes, ces aplanissements en glacis présentent l'originalité de montrer des témoins d'une évolution complexe faite de successions de ravinements et de planations latérales.

Les topographies les mieux préservées se situent à La Varenne au sud de ce ruisseau nommé «le Merderet» ($x = 739$; $y = 62$) où une pente concave de 2 kilomètres prend naissance à 500 mètres d'altitude et se termine au Bourgeat à 400 mètres. A l'amont, le raccord est insensible avec les premiers replats des monts du Forez; à l'aval le glacis domine par une rupture de pente les niveaux de la plaine à Saint-Romain-le-Puy.

Au sud du torrent de la Fumouse, une topographie semblable peut être observée le long de la route de l'Heurt à Bois Mazenod (Firminy : $x = 739$; $y = 61$) et du chemin départemental 54 de Bazourges à la Croix de Fontvial; mais ici, la forme est dominée en amont par un escarpement du socle de plusieurs dizaines de mètres.

Cet ensemble présente malheureusement peu de bonnes coupes qui permettent de se faire une idée précise du matériel : malgré cette insuffisance un certain nombre de constatations peuvent être faites : à proximité de la ferme de la Varenne à mi-pente du glacis environ, une couverture colluviale essentiellement sableuse, mais avec quelques éléments plus grossiers de l'ordre des cailloux, est suffisamment épaisse pour que le contact avec le substrat n'apparaisse pas. Légèrement en amont de cette même ferme, plusieurs coupes montrent également des cailloux de granite emballés dans une arène assez grossière tout à fait comparable à celle que l'on trouve sur les replats inférieurs des monts du Forez. Au delà de cette ferme, en montant à Perrotin, on voit progressivement le contact avec les argiles tertiaires de base bien reconnaissables à leur faciès rouge sillonné de veines kaoliniques blanches telles qu'on peut les observer dans les carrières de Saint Marcellin en Forez (10). Le pendage de ces argiles est nettement supérieur à celui de la topographie (4 à 5 degrés environ), mettant successivement à l'affleurement des bancs plus anciens vers l'amont. La topographie en glacis recoupe donc à la fois les argiles tertiaires de base et les arènes à cailloux remaniées. Elle est d'autre part jalonnée par des cailloux de quartz en mince épandage ou issus d'une simple concentration en surface sur le tertiaire de base; l'origine de ces quartz est en effet double : on y reconnaît les quartz blancs ou laiteux fréquents dans les argiles de base et les quartz rougis par ferruginisation provenant des replats inférieurs des monts du Forez.

Ce sont des éléments comparables que l'on peut mettre en évidence à la lisière de la forêt de Bazourges, où des coupes transversales à la pente du glacis permettent de voir que les apports d'arènes à cailloux fossilisent des ravins et les ont totalement comblés. La coupe, le long de la départementale 54, est à cet égard particulièrement démonstrative en raison de sa longueur : une

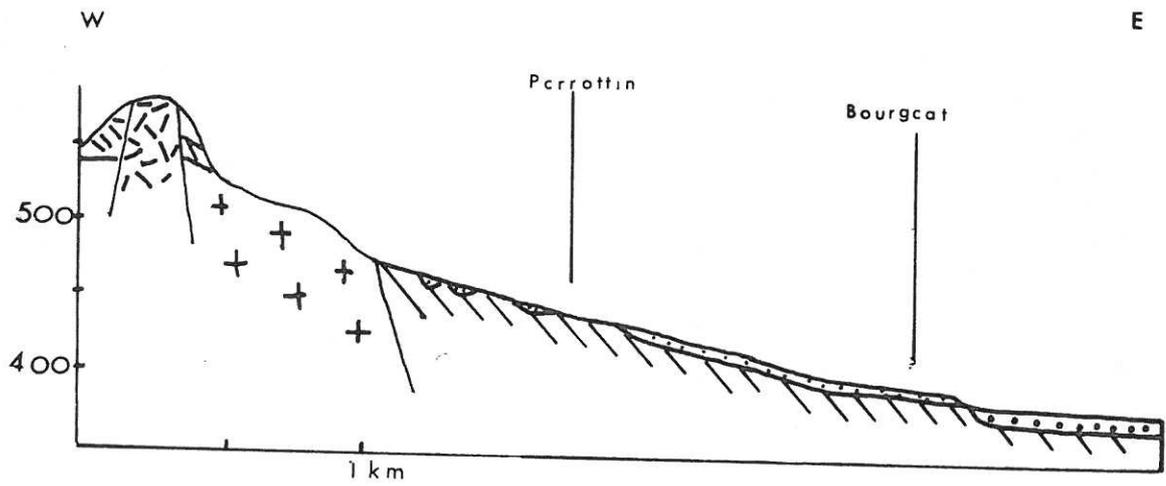


Figure 3: Le glaciais de Bazourges.

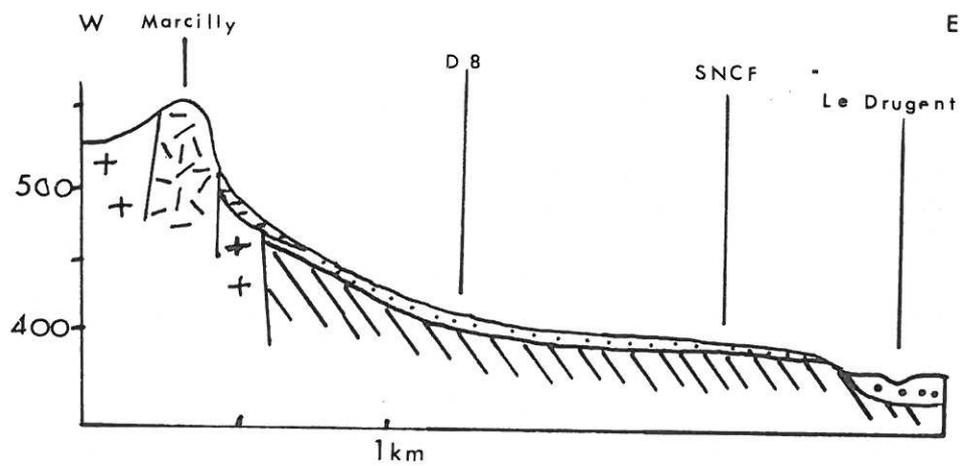
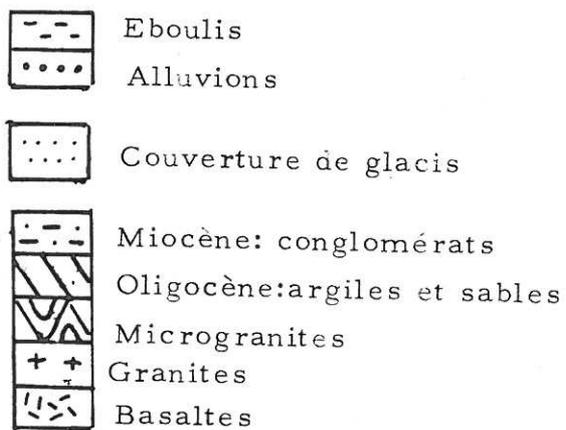


Figure 4: Le glaciais de Marcilly-le Châtel.



série de ravins orientés du Nord-Ouest au Sud-Est sont recoupés obliquement par la route. Certains présentent une profondeur importante difficile à préciser mais supérieure à huit ou dix mètres. Dans tous ces ravins le même remplissage d'arènes et de cailloux subanguleux se retrouve; entre ces ravins, les argiles imperméables affleurent de manière évidente, jalonnées de sourcins. Ici également, une mince pellicule de matériel hétérométrique recouvre ravins et argiles : il s'agit sans nul doute de remaniement superficiel mêlant argiles et arènes, avec les mêmes concentrations de cailloux quartzueux malgré les efforts des agriculteurs pour les éliminer.

L'étude du matériel ayant fossilisé cette topographie de bad-lands a montré une disposition en vrac sans triage aucun. Il s'agit de cailloux dont les plus gros atteignent 10 à 20 centimètres de diamètre, emballés dans une matrice de gravillons, sables et limons. L'étude de la médiane des émoussés des cailloux a donné une valeur de 265 2000 r /L avec une assez faible dispersion des valeurs. Les très usés sont inexistantes (450 ou plus). La matrice de tous les échantillons analysés présente une fraction limono argileuse inférieure à 20%, se situant le plus souvent aux environs de 15%; les gravillons sont les plus abondants puisqu'ils représentent 25 à 30% du total. La fraction sableuse domine largement partout et elle est mal triée comme le révèlent les indices de granulo-classement et les courbes granulométriques. (Q de phi de Krumbein variant de 0,75 à 1,1.).

Le dernier caractère de ce remplissage est son altération qui n'est pas très poussée, tant s'en faut : ceci est vrai pour les galets dont 41% sont sains et 31% présentent un début d'altération en cortex; (Précisons qu'il s'agit de granites à biotite et à grains moyens ou grossiers); ceci est aussi vrai pour la matrice dont les sables à 1 millimètre sont composés de quartz pour 65% et de feldspaths pour 35% en moyenne, comme le montrent les tableaux en annexe. Des plagioclases subsistent partout et les biotites sont toujours saines.

Malgré l'intérêt de ces dernières observations, on retiendra surtout de cet exemple les enseignements sur l'évolution paléomorphologique que l'on peut tirer des coupes décrites.

b) — Les glacis de Montbrison

Au nord de Montbrison une longue pente concave raccorde les monts du Soir à la plaine du Forez. Malgré les reliefs volcaniques qui accidentent la topographie, malgré les profondes incisions créées par les cours d'eau issus de la montagne, il s'agit de la forme la plus constante et la plus régulière affectant le contact avec la plaine. Cette pente s'établit entre la plaine et un replat assez continu portant les hameaux de Say, la Fouillouse, Chavanette, Faury. A dire vrai, le glacis ne constitue pas un seul ensemble entre Montbrison et Marcilly-le-Chatel car il est interrompu entre Champdieu et Pralong par les venues volcaniques du Purchon et de la Corée.

Le glacis méridional de Champdieu est orienté vers le Nord-Nord-Est : il s'étend en largeur sur 4 kilomètres et possède une longueur de 2 kilomètres pour une dénivellation de 200 mètres environ. Sa pente longitudinale est beaucoup plus prononcée à l'amont où elle dépasse 10% qu'à l'aval où elle tombe à moins de 3%.

Au Nord, le glacis de Pralong ressemble par beaucoup de points à la forme que nous venons de décrire. Il possède une dénivellation semblable, mais pour une longueur plus importante : 3 kilomètres. La déclivité est ici inférieure et d'autre part plus régulière, la concavité moins marquée.

L'ampleur de ces glacis qui couvrent chacun près de 10 kilomètres carrés, explique en grande partie la complexité de détail de leur topographie. Ils présentent à l'aval un phénomène d'emboîtement : cette particularité est surtout visible au bas du glacis de Champdieu. A l'Est de ce village et au lieu-dit «Sur Vaure» (Montbrison : x = 734; y = 71) immédiatement au nord de Montbrison, une légère rupture de pente bien visible sur le terrain et sur les photographies aériennes, sépare la surface principale du glacis d'une forme semblable située à quelques mètres en contrebas et de pente légèrement plus faible.

Les phénomènes de dissection restent les traits majeurs de différenciation du relief et s'il est très difficile de considérer la partie du contact entre Champdieu et Pralong comme un glacis, c'est moins à cause des buttes basaltiques que par suite des larges entailles des ruisseaux de Cégrioux et de la Corée qui réduisent les interfluves. Deux vallées importantes découpent le contact montagne

plaine : celle de Pralong et celle du Ruillat. Provoquant des entailles de plus de cent mètres de profondeur à l'amont, ces vallées sont fortement dissymétriques : leur versant nord est beaucoup plus raide que leur versant méridional. Cette situation est parfaitement illustrée par l'examen du terrain dans la vallée du Ruillat à hauteur du hameau des Chauves ($x = 731,5$; $y = 73$) où la rive gauche est dominée par une pente de 40 % sur 250 mètres de distance alors que les pentes de rive droite ne dépassent pas 10% sur plus de 500 mètres de distance. On doit effectuer un rapprochement entre ces deux vallées et celle du ruisseau de Félines, elle aussi fortement dissymétrique; la position de cette dernière est cependant particulière, puisqu'elle s'inscrit sur la limite nord du glacis de Montbrison.

Les autres formes en creux sont de taille plus modeste, mais elles sont tout aussi spectaculaires. Contrastant avec la surface régulière des glacis, de véritables ravins, plus profonds que larges, ont été créés par une vigoureuse érosion linéaire. Ces ravins baptisés « crases » dans la toponymie locale sont à apparenter aux bad-lands. Uniquement représentés sur les glacis, ils s'expliquent essentiellement par le matériel dans lequel les uns et les autres ont été façonnés.

Le substratum est assez facile à étudier : les crazes offrent de magnifiques coupes naturelles bien complétées par la longue coupe de la départementale 110 entre Pralong et Say. Il s'agit d'un sédiment de type détritique à blocs et galets non cimentés malgré l'appellation « conglomérat » habituellement retenue pour le désigner (11). Il mérite une étude détaillée en raison de la place qu'il occupe sur la bordure occidentale de la plaine. Granulométriquement, la formation est caractérisée par l'hétérométrie: des blocs de taille très variable (dépassant le mètre - cube à l'amont) mais décroissante vers l'aval, sont emballés dans des sables parfois graveleux, parfois argileux. L'ensemble échappe pourtant à l'anarchie puisque ces dépôts présentent une stratification bien marquée : les lits de gros éléments sont séparés par des strates sableuses. Ce caractère indique un transport et une mise en place par l'eau beaucoup mieux que les indices d'éroussé de la fraction grossière (Médiane 200). Pétrographiquement, ces « conglomérats » sont dominés par des éléments d'origine locale. Parmi les blocs, on reconnaît des granites en majorité, quelques fragments de gneiss, les uns et les autres affleurant largement sur le versant oriental des monts du Forez. La plupart des cailloux sont sains ou légèrement altérés; ce résultat contraste avec l'analyse pétrographique de la fraction sableuse des lits inférieurs de la formation assez riche en quartz : le rapport quartz/feldspath atteint parfois 4 pour un. L'explication de ce phénomène, tout comme la présence de kaolinite dans la phase argileuse réside dans un remaniement au moment du dépôt de sols développés sous climat chaud et humide, ou d'éléments ayant appartenu à l'Oligocène de base très riche en sables siliceux.

L'aspect le plus étonnant de ce dépôt est son épaisseur atteignant ou dépassant parfois les 50 mètres. Une telle épaisseur pose le problème de son rapport avec le socle. La limite entre les granites et ces « conglomérats » se fait au droit de Rangon dans la vallée de Pralong par un contact subvertical. Le socle ne plonge pas sous les conglomérats : ceux-ci s'arrêtent contre un véritable mur dont la pente est de l'ordre de 40 %. Toutes les observations que l'on peut faire conduisent à la même conclusion : les « conglomérats » ont fossilisé un véritable escarpement de faille en se déposant sous forme de cônes de déjection coalescents ennoyant une topographie d'origine tectonique.

Si les « conglomérats » constituent la base essentielle des glacis de Montbrison, il faut insister sur la présence dans certains secteurs d'un mince revêtement superficiel. La couverture la plus évidente se rencontre en surface du bas niveau du glacis de Champdieu : à la sortie nord de Montbrison, les coupes le long de la départementale 8 qui atteignent parfois deux mètres de hauteur, montrent un matériel en vrac dans lequel une matrice argilo-sableuse plus ou moins rubéfiée emballé des galets et des graviers assez bien roulés (médiane des indices d'éroussé : 310). A quelques centaines de mètres la coupe visible au hameau de Maupas ($x = 734$; $y = 70$) et taillée dans les sédiments lités du type « conglomérat » a permis d'effectuer quelques rapprochements : il semblerait que les deux formations aient la même origine : l'amont immédiat des monts du Forez puisqu'on y reconnaît exclusivement des granites et des granites à deux micas. La principale différence réside dans l'éroussé plus important des galets de la couverture.

Une autre formation masque par endroits les «conglomérats» sur les parties les plus élevées du glacis. Bien observable au hameau des Brosses ($x = 732$; $y = 71$) il s'agit d'un matériel de recouvrement assez semblable au précédent par son absence de triage, mais différent par le manque total d'éroulé des cailloux ou des rares blocs de la fraction grossière.

Les glacis de Champdiou et de Pralong sont les formes majeures du contact de la plaine du Forez à l'Ouest. Malgré une vigoureuse dissection restée heureusement localisée, leur topographie est la plus proche des glacis des manuels. Leur évolution éclaire, comme nous serons amenés à le montrer les différents processus responsables du façonnement des glacis.

c) — Le glacis de Marcilly-le-Châtel.

Bien qu'il n'en subsiste plus que des lambeaux de dimension réduite, il présente l'avantage de pouvoir être examiné grâce à une remarquable coupe dans le sens de la longueur à la sortie nord du village le long de la départementale 8 ($x = 732$; $y = 79$). A l'amont, il s'appuie sur la butte volcanique de Marcilly où il est noyé sous les débris volcaniques géolifracés issus des basaltes à l'altitude 510 mètres. Il s'étend en forme de versant nettement concave sur un kilomètre, où il domine par une rupture de pente d'une vingtaine de mètres une cuvette mal drainée excavée dans les argiles tertiaires. La pente, forte à l'amont - 8 degrés environ, - s'abaisse rapidement à des valeurs de l'ordre de 3 ou 4 degrés au niveau de la départementale 8. Ce lambeau est perché vers le sud au-dessus de la vallée du Drugent, où la rivière a construit au débouché de la montagne une petite terrasse alluviale.

Sur deux à trois mètres de hauteur il est possible de voir en coupe à la fois le matériel de recouvrement superficiel exceptionnellement bien différencié du substrat en raison du contraste de faciès entre les argiles rouges et blanches du tertiaire et le matériel graveleux qui le recouvre. La première remarque intéressante porte sur la nature du contact entre les argiles et leur «couverture». Le matériel a rempli une topographie préexistante bosselée avec notamment de nombreuses irrégularités de détail d'ordre métrique.

Ce matériel est très hétérométrique : l'accumulation s'est faite en vrac, sans aucun ordre apparent si ce n'est un entassement de matériaux plus grossiers dans les poches et les ravins. De manière générale, il faut noter que les éléments les plus grossiers sont surtout abondants à la base du remplissage. A 80 centimètres de la surface du sol, les analyses ont montré que les graviers et les gravillons forment 25 % du total des éléments; à deux mètres, c'est-à-dire à la base de la formation, ils constituent 50 % du total des éléments. Malgré cela, le triage des éléments sables est aussi mauvais pour les deux échantillons comme le révèlent les courbes granulométriques et les indices de classement (Q de ϕ 1,2). Il y a un simple décalage vers la fraction grossière à mesure que l'on s'enfonce.

L'état du matériel complètement pourri n'a malheureusement pas permis la mesure du degré d'éroulé des cailloux : à défaut de données quantifiables, il faut constater que le matériel semble anguleux, peu ou pas éroulé, et constitué exclusivement de granites. Il n'est évidemment pas question dans un ensemble aussi altéré de trouver des éléments volcaniques qui auraient pu préciser la source de cet apport. L'étude de la matrice a mis en lumière deux faits importants et qui s'éclairent mutuellement. Les éléments fragiles sont relativement abondants : si les quartz représentent la moitié des grains de sable à 1 millimètre, les feldspaths potassiques sont 25 à 40 sur cent et les plagioclases 7 à 11 du total. L'altération relativement limitée de la matrice contraste avec celle des cailloux. La mobilisation des oxydes de fer est au contraire très importante : les minéraux sont en totalité recouverts de couches d'oxydes de fer qui sont surtout abondantes à la base du profil. Il faut voir dans cette oxydation ferrugineuse un obstacle à une altération des minéraux et notamment des plagioclases comme l'a montré J. Tricart (12). Ainsi peut s'expliquer ce contraste dont il faudra tenir compte lors de l'interprétation de glacis.

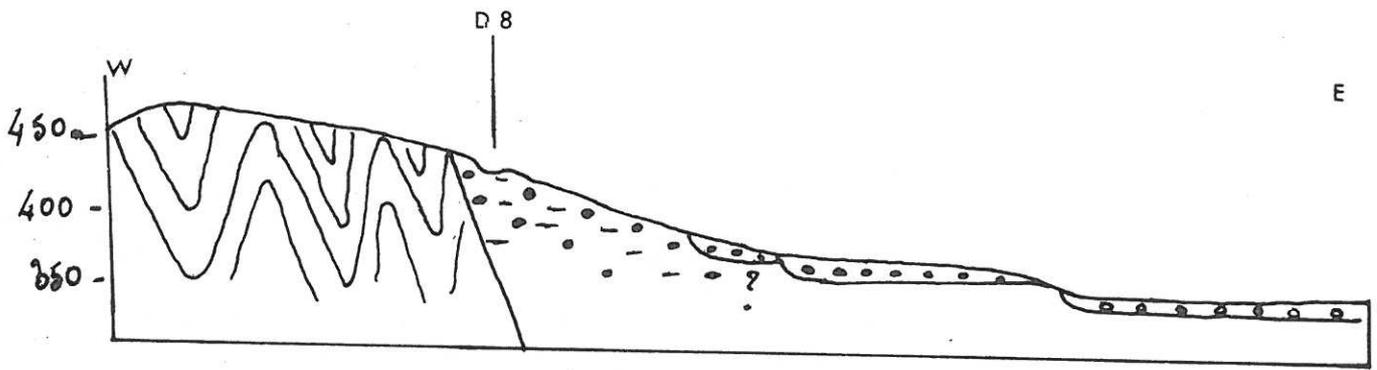


Figure 5: Le glacis de Saint Germain -Laval.

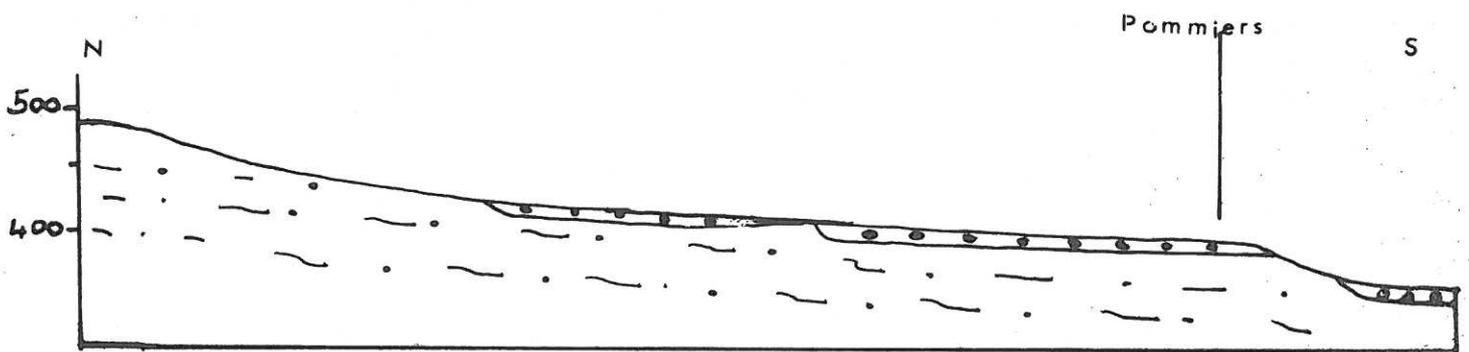


Figure 6: Le glacis de Bas

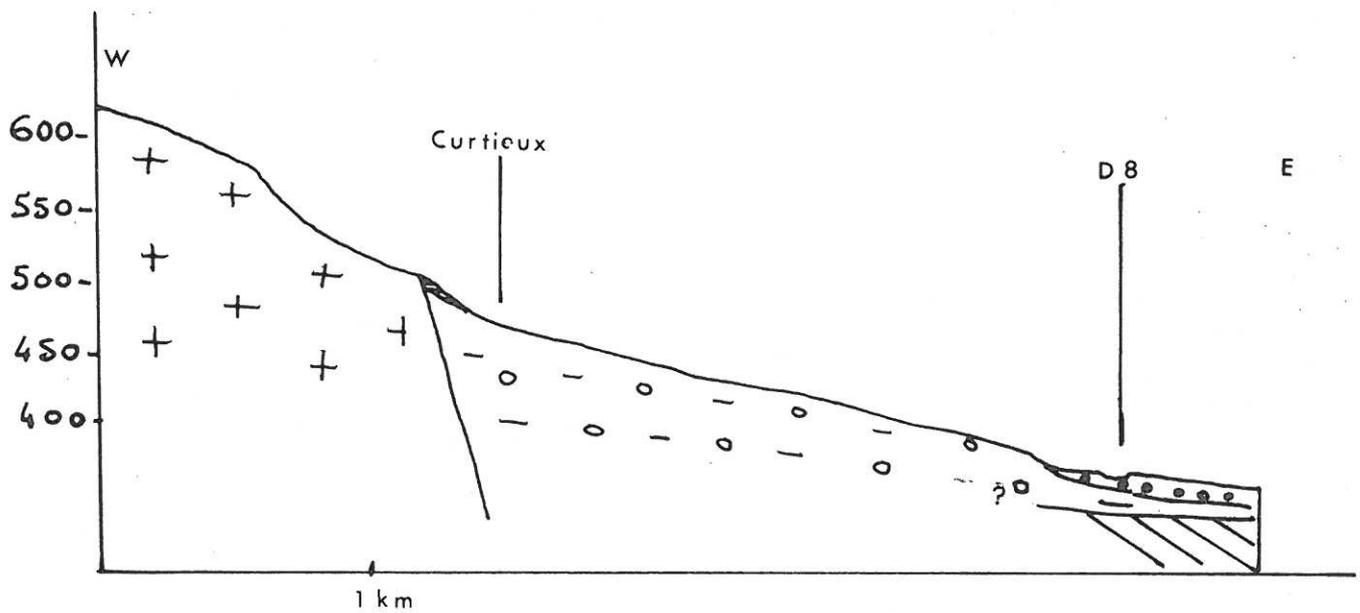


Figure 7: Le glacis de Montbrison.

Ce glacis de Marcilly est très probablement le seul témoin d'un plus vaste glacis qui s'étendait vers le nord jusqu'à Marcoux deux à trois kilomètres plus au nord : on trouve en effet au lieu-dit les Eparons ($x = 731$; $y = 80$) des coupes où la même formation recouvre sur une épaisseur comparable des lits alternativement argilosableux et graveleux d'une sédimentation assimilable aux «conglomérats». Mais dans ce cas toute topographie rappelant un glacis a disparu sous l'effet de l'érosion ultérieure.

Ainsi reconstitué ce glacis devait avoir une taille comparable aux autres glacis que nous avons déjà décrits.

d) – Les glacis du nord de l'Aix.

Entre son entrée dans la plaine et la gorge qui lui permet de confluer avec la Loire, l'Aix isole au nord de sa basse vallée une avancée des sédiments tertiaires au sein des roches primaires du seuil de Neulize. Les uns et les autres entrent en contact de deux manières différentes de part et d'autre de l'Isable, affluent de rive gauche de l'Aix : entre Saint Germain Laval et l'Isable, une déclivité assez courte, de valeur constante conduit d'un replat dans le primaire au système de terrasses de l'Aix-Isable alors qu'à l'est une légère dépression située au sud d'Amions sépare le socle du vaste glacis de la forêt de Bas.

1) – Le glacis de Saint Germain Laval.

Cette forme s'inscrit exactement sur le contact entre la plaine et le socle. De profil rectiligne, parfois légèrement concave, il relie entre 470 et 390 mètres le plan de Saint Julien d'Odde à la terrasse supérieure de l'Isable. En fonction de cette dénivellation, sa longueur assez courte de 1500 mètres lui confère une déclivité d'environ 6 %. Si sa pente latérale est à peu près nulle sur trois kilomètres de largeur, le glacis ne possède cependant pas une surface régulière : elle est accidentée par de nombreux chicots rocheux qui la dominent de quelques mètres ; elle est également entaillée par trois vallons de forme très empâtée et dont le drainage n'est pratiquement plus assuré. L'analyse du substratum a été facilitée par les travaux d'élargissement de la départementale 8 au cours desquels des tranchées de 2 à 3 mètres de profondeur ont été ouvertes pour le franchissement des interfluves. A la sortie de Saint Germain Laval sur cinq cents mètres de distance, les coupes révèlent une formation hétérogène allant des argiles aux blocs, ces derniers étant en petit nombre. Malgré l'existence de poches d'argiles et de sables, l'ensemble fait songer à un matériel en vrac. L'étude des coupes offertes par un chemin creux perpendiculaire à la départementale et par conséquent parallèle à la pente du glacis, prouve que cette anarchie est apparente et sans doute due à des remaniements sur le talus. L'existence de lits plus ou moins enchevêtrés de granulométrie très différente ne laisse aucun doute sur le processus de transport : les lentilles ont été mises en place par des cours d'eau très irréguliers dans leur débit comme le suggère la succession de lits d'argiles, de sables et de cailloux, et très instables dans le temps comme la faible longueur et la minceur des lentilles permet de le supposer.

Les éléments grossiers sont d'ailleurs suffisamment émoussés pour être taxés de galets : la médiane des émoussés est élevée - 290 - surtout compte-tenu de leur nature : 70 % de ces galets sont des microgranites, roches compactes qui se débitent en fragments anguleux. L'origine très locale de ce matériel est confirmée par les autres éléments du spectre pétrographique : 10 % de roches primaires diverses, 15 % de granites et 10 % de quartz. Toutes affluent au-dessus de Saint Germain Laval.

L'état dans lequel se trouve le sédiment indique, soit un dépôt superficiel assez ancien, (tous les prélèvements ont été effectués à deux mètres de profondeur) soit une mise en place sous un climat permettant l'altération chimique. Les galets ne présentent que 30 % d'individus sains ou légèrement altérés, les argiles sont dominées par la Kaolinite et la Montmorillonite, les sables enfin contiennent un grain de feldspath pour neuf de quartz malgré l'abondance des phénocristaux de plagioclases dans les microgranites.

La question qui reste en suspens est celle de l'épaisseur de ces dépôts. Leur aspect pourrait imposer l'idée d'un matériel de couverture de glacis : leur extension tout à fait limitée infirme cette hypothèse. Si l'épaisseur des dépôts était suffisamment faible, inférieure à la dizaine de mètres, nous y verrions volontiers les restes d'un ancien cône de déjection de l'Aix qui fait son entrée dans la plaine à quelques centaines de mètres de là, et dont les alluvions possèdent de multiples points communs avec la fraction grossière de cette formation. Si leur épaisseur devait atteindre plusieurs dizaines de mètres, il semblerait plus logique d'y voir un faciès particulier des « conglomérats » décrits entre Montbrison et Boën tout comme dans la région de Bussy-Arthun évoquée plus haut. Aucune coupe satisfaisante, aucun sondage n'ont malheureusement permis de voir la base de ces dépôts.

Au delà de cette formation, l'essentiel du glacis est directement taillé dans les roches primaires : d'une part des microgranites et des rhyolites dont le comportement morphologique est semblable - et forment les chicots rocheux signalés à la surface des glacis - d'autre part des tufs et grès au faciès original. Le long des tranchées de la départementale 8 ils apparaissent tout à fait comme des granites profondément arénisés : aussi se comportent-ils en roches tendres.

La grande variété du substrat incorporant notamment des secteurs de roches résistantes distingue nettement cet exemple des autres.

2) - Le glacis de Bas

De l'autre côté de la vallée de l'Isable, le glacis de la forêt de Bas présente une topographie sensiblement différente dans un contexte qui l'est aussi puisque, de haut en bas, le glacis s'inscrit dans les sédiments tendres de la plaine.

Une pente concave parfaite, longue de 5 kilomètres apparaît sur une coupe allant du point culminant de la forêt de Bas à la balme dominant d'une vingtaine de mètres la basse vallée de l'Aix. La partie amont possède une déclivité de seulement 2,5 %, la pente diminue ensuite jusqu'à s'annuler au dessus de l'Aix. Une modification dans l'aspect général du glacis coïncide avec ce changement de pente : le glacis limité en amont à l'éventail de la forêt de Bas s'élargit au-dessous du hameau de la Dague (Feurs 1-2 : $x = 734$; $y = 96$) sur environ cinq kilomètres.

Aucun accident n'est décelable à la surface du glacis; trois petits cours d'eau la dissèquent dans sa partie terminale seulement. En outre, l'importante vallée de la Goutte du Sac, au nord, est inscrite au contact des roches primaires et pourrait être responsable de l'étranglement observé au niveau de la forêt de Bas et de la relative indépendance du glacis vis à vis du seuil de Neulize.

Malgré cette situation, le glacis de Bas ne possède pas une unité géologique. L'absence de coupe rend délicate l'étude de ce dernier : des argiles sableuses rubéfiées veinées de blanc rappelant les argiles de base de la sédimentation oligocène occupent le haut de la pente; quelques rares cailloutis sont visibles en surface. Un changement dans la nature du sous-sol s'opère à la lisière de la forêt de Bas. Sur plusieurs mètres d'épaisseur, les sondages effectués pour l'autoroute Saint Etienne - Clermont-Ferrand ont révélé la présence de graves sableuses. Les galets qu'elles contiennent ont des indices comparables à ceux de la formation de Saint Germain Laval : l'étude morphométrique a été pratiquée sur un matériel assez proche par la taille (galets de 5 à 7 centimètres de grand axe) et la pétrographie (46 % de microgranites, 36 % de roches primaires diverses); l'augmentation de la médiane des émoussés (310 contre 290) et l'importance de l'altération (25 % de galets pourris et 50 % de fortement altérés) sont les faits saillants.

Une campagne de sondages électriques a donné une idée de l'épaisseur de ces dépôts: environ 8 mètres. Ce dernier renseignement ajouté aux précédents permet de faire de cette formation le prolongement au nord de la départementale 38 et au moins jusqu'au hameau des Bruyères (Feurs $x = 735$; $y = 96$), de la terrasse de 380 mètres de l'Isable ou d'une ancienne terrasse de l'Aix puisque l'extension de ces dépôts se fait d'ouest en est, le long du cours actuel de l'Aix.

Au sud de la départementale 38, la nature du substratum pose un problème : d'après les études de tracé de l'autoroute Saint Etienne - Clermont Ferrand, toute la base du glacis serait recouverte par des dépôts du même genre; pourtant les résultats des sondages ne nous paraissent pas

convaincants : les rares coupes représentées dans ce secteur montrent sur un ou deux mètres une matrice argilo-sableuse emballant quelques cailloux plus ou moins roulés. Cette couverture repose, soit sur le tertiaire, soit sur une autre formation alluviale facilement observable à Pommiers ou dans les carrières de la Chambe ou du Dret. ($x = 736$; $y = 94$). Cette dernière est responsable du glacis terminant le glacis au dessus de la basse vallée de l'Aix : elle constitue une terrasse supérieure de la rivière que l'on peut suivre depuis Saint Germain Laval jusqu'à Saint Georges de Baroilles. Détail remarquable, la nappe alluviale qui affleure sur la balme de Pommiers est très difficilement décelable en arrière du talus : elle est masquée par le mince recouvrement que nous avons signalé et par plusieurs mètres de sables fins et de limons de crue (13).

L'exemple du glacis de Bas vaut finalement pour la perfection de la forme et par les enseignements qu'il apporte sur le plan de la chronologie, l'incorporation d'un élément repère pour la morphogénèse de la plaine - la plus haute terrasse du système Aix-Isable permettant de se faire une idée de son âge.

III - MISE EN PLACE ET CHRONOLOGIE DES GLACIS FOREZIENS

a) - Des glacis d'érosion ?

Compte tenu de la définition que nous avons retenue de la notion de glacis d'érosion en roche tendre, il convient, à l'issue de l'analyse des exemples particuliers de se demander si les glacis foréziens entrent bien dans ce cadre. La diversité des situations et des sédiments modelés en glacis ne rend pas la question inutile. En effet, à plusieurs reprises nous avons été amenés à nous demander si la topographie ne consistait pas en un sommet d'une accumulation de matériel sous l'action de processus d'érosion : il s'agirait dans ce cas de glacis d'accumulation selon la terminologie habituellement usitée. S'agit-il au contraire de glacis d'érosion dus à la dénudation, postérieurement à son dépôt, du matériel sous-jacent ? Dans ce cas quel rôle doit-on attribuer au matériel de « couverture » discontinu : est-il un recouvrement postérieur à l'aplanissement, ou est-il contemporain de l'aplanissement ?

Force est bien de constater que malgré la faible étendue de ce terrain d'étude des situations diverses apparaissent.

Les exemples qui sont les plus faciles à définir sont aussi les plus étendus. A Saint-Germain Laval, à Bas, à Bussy-Albieux, à Montbrison (Champdieu et Pralong) il ne fait aucun doute qu'il s'agit au sens propre de glacis d'érosion développés aux dépens de formations de type « conglomérat ». La forme d'érosion est très postérieure au dépôt de ce sédiment qui s'étend d'ailleurs largement plus à l'est dans la plaine.

Dans tous les cas, ces glacis sont aujourd'hui très disséqués, souvent par des vallées dissymétriques - des vallées encaissées de 40 mètres ne sont pas rares - et ils sont aujourd'hui perchés à leur terminaison avale au dessus des cuvettes de l'Onzon et du Vizézy. Ils ne portent pas de trace d'une couverture continue, au moins de manière générale. Les recouvrements apparaissent localisés (à Gouttebelin ou aux Brosses) sans qu'il soit possible de préciser si c'est le fait d'une érosion ultérieure, ou de la difficulté de repérage, en raison de la ressemblance des matériels lorsqu'on ne dispose pas de bonnes coupes. Des phénomènes de ravinement des « conglomérats » sont en effet décelables sur le glacis de Montbrison aux portes de la ville.

Le cas du glacis de Bazourges ne se distingue des précédents qu'en raison de la nature du substrat : il s'agit bien d'un glacis d'érosion comparable aux précédents et il n'y a pas non plus de couverture continue, mais seulement le colmatage d'une topographie en bad-lands, régularisée ensuite. L'abondance des ravinements n'est peut-être due qu'à leur repérage plus aisé, en raison du contraste plus grand des faciès.

Le glacis de Bas mérite lui aussi la même qualification : seule la nature du substrat affectée par la régularisation est originale puisqu'une terrasse alluviale y est incorporée.

Les glacis de Marcilly et de Fontaubé ($x = 732$; $y = 77$) ne se distinguent pas tant des précédents par leur position topographique, mais par l'existence de nappe de matériel en vrac formant une couverture continue mais peu épaisse. Il semble dans les deux cas qu'une régularisation du matériel ait eu lieu mais elle n'a jamais atteint le niveau du substrat et l'accumulation l'a emporté sur la dénudation.

C'est aussi l'accumulation qui l'emporte à Sur Vaure, la Corée, et à l'est du village de Champdieu. Localisés au débouchés de vallons et emboîtés dans les glacis des «conglomérats» ils sont de petite taille et moins bien venus. Ils semblent résulter, dans une mesure à préciser, du remaniement des précédents. Ils se caractérisent enfin par une plus grande proportion de fines (limons et sables fins) que les autres.

b) – Etude du matériel des glacis.

L'étude de la topographie ayant précédé la période de planation à l'origine des glacis serait riche d'enseignements sur l'évolution morphologique du contact et de la plaine du Forez. Cette étude n'est malheureusement possible que là où une «couverture» existe et le fait est relativement peu fréquent. Malgré le petit nombre d'observations, il semble que l'on puisse envisager une évolution comparable au schéma ci-dessous.

A Bazourges, le matériel remplit des ravins étroits, très nombreux, dont nous avons dit qu'ils faisaient penser à un paysage de bad-lands. Il y a donc eu une vigoureuse dissection des sables et argiles du tertiaire avant l'apparition d'un phénomène d'accumulation qui a ennoyé ce paysage. Peut-on retrouver sur les autres glacis des éléments comparables ? Il le semble, au vu de plusieurs coupes sur le glacis de Montbrison. A la «Pierre à Chaux» (Montbrison $x = 733$; $y = 69$) comme aux Brosses, ($x = 733$; $y = 71$) des éléments de «couverture» montrent une disposition assez comparable sur les «conglomérats». Il n'est pas impossible de penser que les «conglomérats» ont connu dans le passé des phases de ravinement importants si l'on songe qu'il s'agit d'accumulations non cimentées de matériel détritique : l'exemple des ravinements que nous avons décrits sous le nom de crases et fonctionnels jusqu'au dix neuvième siècle, est là pour le prouver. Ces éventuels ravinements comblés sont très difficiles à repérer tant est grande la similitude des faciès.

Comme dans tous les exemples de glacis, il faut insister sur l'origine essentiellement locale du matériel d'accumulation détritique. La relative variété pétrographique des affleurements géologiques à l'amont permet d'apporter quelques précisions à ce schéma général.

L'étude des cailloux du remplissage des ravins, ainsi que celle de la matrice a permis, comme on pouvait s'y attendre, de montrer que la source du matériel est constituée d'arènes plus ou moins évoluées. A cet égard, la comparaison avec les alluvions actuelles des cours d'eau est instructive car elle démontre que l'origine du matériel des glacis est infiniment moins lointaine que celle des alluvions.

A Marcilly, la couverture du glacis comprend exclusivement les roches affleurant sur le talus qui le limite à l'amont : mylonites de la faille de l'Hermitage, débris de microgranites et tufs rhyolitiques de la cuvette de Prélion ont pu être identifiés. On peut sans risque d'erreur limiter à un kilomètre à l'amont la zone d'alimentation de la nappe détritique.

A Bazourges, ce sont des granites à biotite abondante, à grains moyens ou gros tout à fait identiques à ceux de la bordure du socle qui ont nourri l'alimentation : on n'y trouve, par exemple, nulle trace de granites porphyroïdes qui affleurent à cinq ou six kilomètres en amont sur le «pédiment de Soleymieux» (14).

Il existe là une grande similitude avec ce qui se passe en matériel sédimentaire, même s'il n'existe pas de corniche à proprement parler pour nourrir le glacis de débris. Il apparaît donc là, qu'une couverture d'arènes peut être suffisamment mobilisable dans certaines conditions bioclimatiques et s'étaler lorsque les conditions topographiques le permettent.

Quant aux glacis sur «conglomérats» qui sont nus ou ont été dénudés, l'étude détaillée du matériel ne nous intéresse pas directement : son rôle est surtout passif.

Après avoir précisé le lieu d'origine, il convient de s'interroger sur la nature de ce matériel : s'agit-il d'arènes d'altérations anciennes mobilisées par une crise climatique ou au contraire - au moins partiellement - d'une arénisation contemporaine de la mise en place de la couverture ?

Quelle est enfin la part des remaniements de l'oligocène et des conglomérats dans sa composition ?

La nature des arènes remaniées en glacis semble dans beaucoup de cas être très comparable à la composition des arènes actuellement en formation sur les replats inférieurs des monts du Forez. Leur nature pétrographique et minéralogique suggère qu'il s'agit d'arènes élaborées sous un climat chimiquement assez peu agressif : elles sont assez riches en minéraux fragiles.

A Bazourges comme à Montbrison les compositions des arènes des ravins sont voisines : si le pourcentage des quartz est assez élevé, 60 à 70 % du total, les minéraux fragiles sont représentés notamment la biotite et les plagioclases (qui représentent de 7 à 15 % selon les échantillons). Ces valeurs sont très différentes de celles trouvées sur des arènes plus évoluées où les plagioclases ont totalement disparu comme à Say en amont de Pralong (échantillon 120) : ces arènes ne sont cependant pas très anciennes bien qu'antérieures à la dernière période froide.

La composition du matériel remanié apparaît assez identique à celle des arènes actuelles : dans les deux cas, les polyminéraux représentent une fraction notable (15 % à un millimètre) pour un granite qui est toujours à gros grain, les quartz 60 à 70 % et les plagioclases un pourcentage assez égal aux feldspaths potassiques (10 à 15 %). Ces données impliquent une action chimique assez réduite et une désagrégation mécanique de la roche active.

La même impression ressort de l'étude des cailloux menée conjointement : l'altération est sensible, mais se limite en général à une altération en cortex de surface pour les granites à muscovite, un début de mobilisation des oxydes de fer des biotites pour les autres, avec dans les cas les plus extrêmes, une exsudation sensible du fer jusqu'au coeur des cailloux. (Echantillon 141 : La Croix de Bazourges).

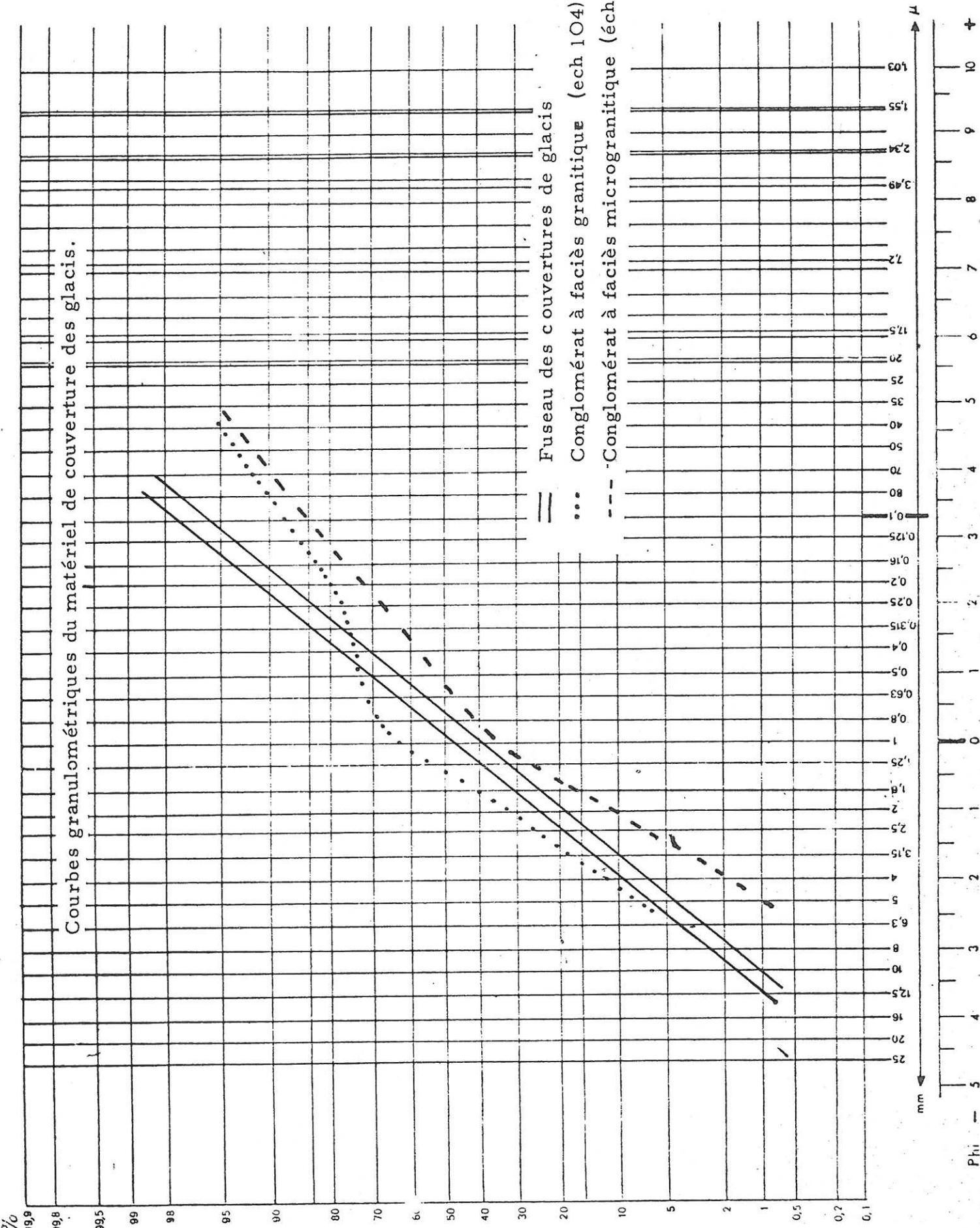
Dans le cas des glacis en contrebas des «conglomérats» la question de la nature du dépôt est plus difficile à trancher, car la part du remaniement est difficile à évaluer. L'originalité des conglomérats est de comporter une fraction sableuse peu évoluée où le pourcentage des feldspaths calcosodiques est toujours supérieur aux potassiques comme cela a été montré dans la roche-mère (15). On ne trouve rien de tel à la Vaure mais à la Corée, la filiation est indiscutable (échantillon 89). Les plagioclases sont des minéraux très fragile et leur disparition ne prouve pas grand chose : une altération des plagioclases lors des remaniements des «conglomérats» est parfaitement possible. Mais l'altération plus grande du matériel des glacis inférieurs (Marcilly : échantillon 111; Fontaubé : 106; Sur Vaure : 103) que les conglomérats peut être due à la position topographique de ces épanchages. En contrebas, ils sont baignés encore actuellement, et l'ont été sûrement davantage dans le passé, par des nappes phréatiques plus ou moins battantes : alimentées par les glacis du conglomérat qui joue un rôle de filtre en raison de sa perméabilité, elles se maintiennent grâce à la présence des argiles oligocènes sous jacentes. Les importantes ferruginisations observées à Marcilly sont là pour le prouver.

Il est donc délicat de tirer argumentation de l'état d'altération des matériaux pour démontrer la possibilité d'une filiation, tant est grand le rôle des nappes dans l'altération de ce genre de formations.

c) — La mise en place du matériel superficiel

L'origine géographique et la nature du matériel étant précisées, il s'agit de déterminer quels sont les processus responsables de son étalement. La comparaison avec le matériel des «conglomérats» s'est révélée des plus fructueuses : par delà la diversité des faciès, des constantes sont apparues dans la dynamique de mise en place des ces différents sédiments. L'originalité des

Courbes granulométriques du matériel de couverture des glacis.



dépôts de couverture vis à vis du substrat apparaît se lit clairement sur les résultats de l'analyse sédimentologique. Certes, à propos des différents exemples, la distinction purement qualitative entre les formations litées et les formations en vrac s'était révélée essentielle : l'analyse la rend déterminante en montrant qu'il ne s'agit pas seulement d'une altération en surface des figures de sédimentation, mais bien d'un dépôt superficiel obéissant à une autre dynamique; elle permet en outre de faire la distinction là où les coupes sont absentes ou de mauvaise qualité.

Rappelons que les remplissages de Bazourges, les épandages de Sur Vaure, La Corée, Marcilly, Bas, les ravinements des glacis de Champdieu et Arthun-Bussy présentent une formation à cailloux emballés dans une matrice de composition variable et localement des concentrations de cailloux.

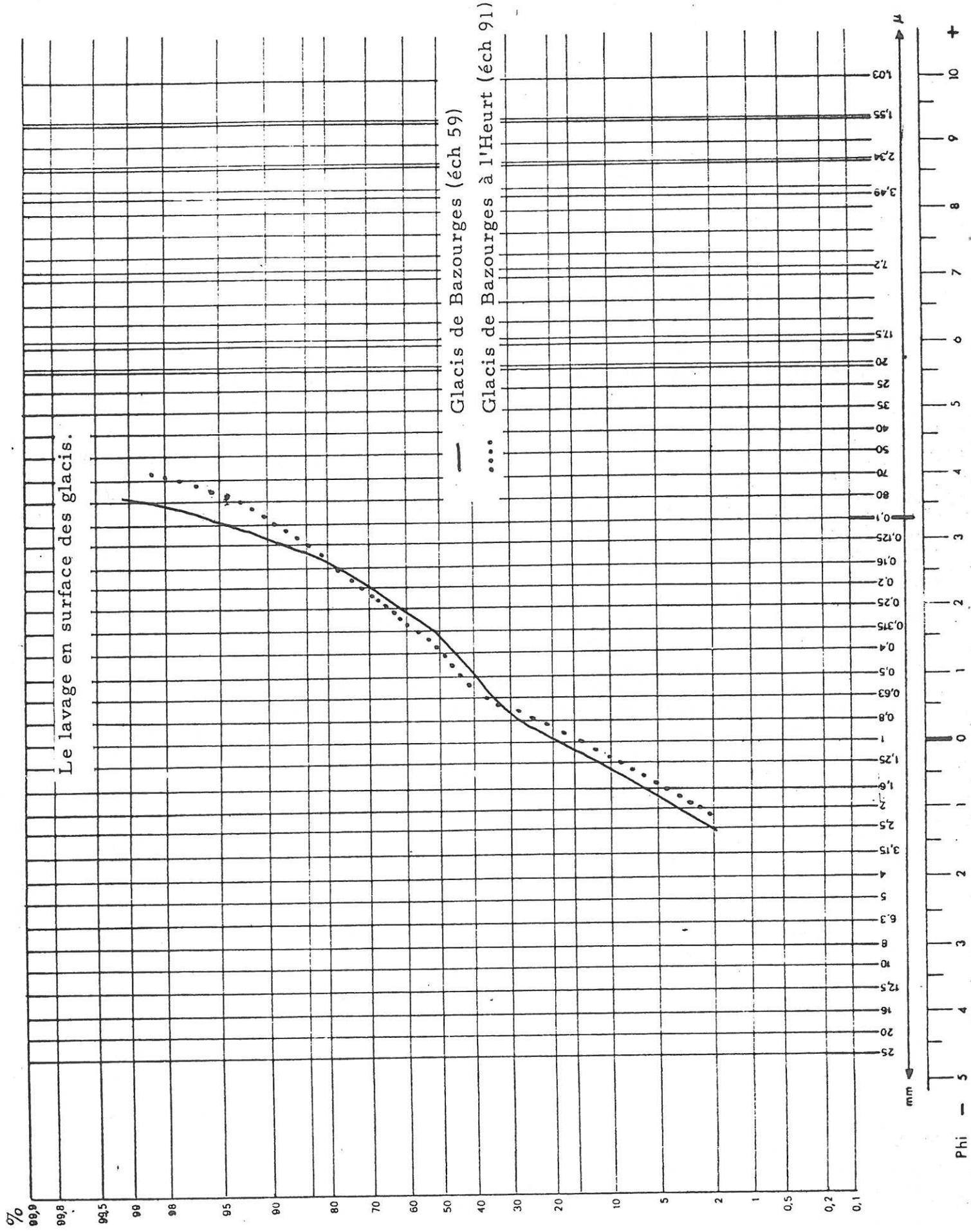
L'analyse granulométrique a porté sur la fraction comprise entre 5 millimètres et 50 microns. Le choix de cette fraction mérite deux explications. La fraction fine limono-argileuse est toujours minoritaire et de loin dans les échantillons étudiés. Dans tous les cas inférieure à 20 % du total du sédiment, sa proportion est assez constante autour de 15 % dans la plupart des cas. Sa dynamique obéit à d'autres lois que celle de la fraction sableuse et elle est trop mobile par lessivage ou percolation des eaux pour être un indicateur sérieux sur la dynamique de mise en place de la formation. L'incorporation des gravillons dans l'étude granulométrique se justifie par l'origine du matériel étudié : se limiter à l'étude des sables entre 2 millimètres et 50 microns revient à prendre comme limite la taille moyenne des grains de quartz et de feldspath de l'arène : nous avons vu en effet que les granites des monts du Forez étaient dans leur énorme majorité composés de grains moyens à gros. Une légère variation dans la taille des grains de la roche-mère suffit à faire passer la valeur modale de l'histogramme des fréquences du côté des sables ou du côté des gravillons. Ainsi, il arrive fréquemment que deux échantillons aux courbes granulométriques très différentes sur la fraction sableuse seule, ont en fait des courbes parallèles mais très légèrement décalées du côté si les gravillons sont inclus dans l'étude. La part de l'influence de la taille des grains du granite se trouve ainsi fortement atténuée. En revanche, le choix de la taille de 5 millimètres comme limite ne présente pas le même inconvénient : rares sont les cristaux de cette taille dans le granite; infime est le pourcentage de graviers (selon la terminologie de L. Cayeux) dans la matrice des échantillons.

L'étude des courbes granulométriques a été effectuée sur diagramme de probabilité : la méthode a permis de distinguer très nettement le matériel déposé en vrac du matériel où un début de triage apparaît en général par départ des fines; dans notre cas, les dépôts superficiels du matériel torrentiel des «conglomérats». La chose était impossible au seul vu des indices de granuloclassement et très délicat sur les courbes en échelle semi-logarithmique.

La distribution des grains des échantillons de Bazourges, La Corée, Sur Vaure et Marcilly est très semblable : leur médiane se situe toujours entre 0,8 et 0,95 millimètres et le Q de phi de Krumbein entre 1,1 et 1,2. Ce sont les mêmes valeurs qui caractérisent les «conglomérats». Ce résultat est pourtant le fait de distributions assez différentes comme le montrent les courbes, les coefficients d'asymétrie et le coefficient K. (16). Les conglomérats présentent un tri meilleur dans la partie grossière - ce qui se traduit par un indice Hé inférieur au Q de phi - et un brusque décrochement au niveau des sables vers 0,8 à 1 millimètre : la pente de la courbe est nettement plus forte pour les valeurs supérieures à cette taille limite, quelque soit la répartition granulométrique globale de l'échantillon. Dans ce cas, le coefficient d'asymétrie de la courbe est toujours négatif et souvent très fortement négatif : les valeurs de l'ordre de -1 ont été trouvées.

Ce phénomène révèle l'intense lavage des fines par les eaux courantes lors des crues successives : ce sont bien là les traits d'un dépôt torrentiel.

Les formations en vrac présentent des courbes d'un type différent : leur pente est plus faible, mais elle est constante quelque soit la taille considérée. Tous les échantillons ont des courbes parallèles et très voisines, ce qui traduit des conditions de dynamique assez semblables sur tous les glacis. La répartition est gaussienne; il n'y a pas eu cet effet de lavage des fines lors du dépôt : toute intervention du ruissellement est à écarter : ces données concordent avec les remarques faites sur l'é moussé des cailloux et l'absence d'amenuisement du matériel vers l'aval. Compte tenu de la teneur en argile de ces dépôts et surtout de leur teneur en limons, on peut envisager la mise en place par solifluxion.



Même à la base du glacis de Marcilly où les coupes révèlent des accumulations de cailloux, il ne semble pas y avoir eu de phénomènes de tri par ruissellement : l'analyse de la matrice de l'échantillon 112 a donné une droite rigoureusement parallèle aux autres. Il faut voir là une accumulation des cailloux dans les poches sous leur propre poids dans un ensemble en migration vers l'aval : les premiers cailloux se sont accumulés jusqu'à former un barrage pour les suivants. Les vides entre les cailloux ont été comblés de matrice. Cette constatation nous permet également d'affirmer une certaine fluidité de l'ensemble, suffisante pour permettre le déplacement différentiel des cailloux dans la matrice, suffisante également pour permettre le déplacement de l'ensemble sur une pente faible.

Il est difficile de comprendre comment une langue fluide capable de transporter des cailloux en grande quantité n'a eu aucun pouvoir érosif sur le substrat : le contact est toujours franc tout particulièrement à Marcilly; en raison de la présence de ces poches, on peut affirmer une immunité totale du support de ces coulées. L'absence de mélange entre le substrat et la couverture, ne peut s'expliquer que si le substrat argileux est temporairement consolidé : l'hypothèse du gel vient bien évidemment à l'esprit.

d) — La régularisation

Quel que soit le mode de dépôt de ces coulées, l'étape la plus importante, et peut-être la plus délicate à cerner, est celle de la régularisation des glacis. Le problème ne se pose véritablement que pour les plus importants, notamment ceux de Bazourges, Montbrison, Bussy-Arthun, Saint Germain Laval et Bas. Dans les autres cas, l'essentiel de la forme peut être attribuée à l'accumulation même si une régularisation de détail n'est pas à exclure. En raison de leur petite taille, les problèmes s'y posent en des termes différents.

Il est bien évident que la topographie de glacis ne résulte pas de la seule accumulation sur le piémont des monts du Forez des «conglomérats». A cette phase d'ennoyage succède une phase de dénudation importante : au mont d'Uzore, ce sont 50 à 80 mètres de terrains sablograveleux qui ont été déblayés. Peut-être cette importante dénudation ne s'est-elle pas limitée au piémont et a-t-elle mordu sur le socle comme le suggèrent certaines coupes à Bazourges notamment ? On a vu que la topographie actuelle se raccordait à l'aplanissement de Boisset Saint Priest-Gumières.

La présence, en surface des glacis, de matériel en transit constitué exclusivement de cailloutis quartzeux est intéressant à plusieurs titres. Il s'agit de quartz ferruginisés et cariés, parfois de quartz rubanés montrant des traces évidentes de mobilisation des oxydes de fer et même de la silice. Ils parsèment tous les grands glacis de la région de Bazourges et de Montbrison, mais on les retrouve sur le socle dans la région de Boisset et du Mont Supt, dans la plaine en position dominante sur le plateau à l'Ouest du mont d'Uzore ou à Précieux.

Il est indiscutable qu'une telle altération est le fait d'une ambiance chaude. Témoin d'un important lavage en surface, l'extension de ces quartz tend à prouver que les glacis étaient beaucoup plus vastes qu'aujourd'hui, sur le socle et dans la plaine. Il faut donc envisager, par suite de conditions climatiques sèches et chaudes, une phase de planation latérale intense et prolongée dans un milieu où la végétation rare ou absente favorisait un écoulement du type rill-wash ou sheet wash; où le stock d'altérites mobilisable en montagne était suffisamment faible pour ne pas provoquer l'ennoyage du piémont.

Mais de nombreux exemples sont là pour prouver que la topographie actuelle ne résulte pas de cette régularisation sous climat chaud : le comblement des ravins, la disparition des rebords des terrasses alluviales du glacis de Bas gommées par la solifluxion, l'apport d'une fine pellicule de matériel en vrac ne se conçoivent que dans des conditions morphogénétiques différentes où l'humidité s'allie au froid, où les rivières perdent tout pouvoir de creusement efficace, en cessant de déblayer les piémonts.

La régularisation a repris ensuite toujours sous climat froid : à Bazourges, une fine pellicule de matériel en transit recouvre à la fois le tertiaire et les arènes solifluées dans les ravins. L'analyse de ce matériel montre un lavage des éléments fins inférieurs à 1 millimètre (échantillons 96 et 94) ou même 1,25 millimètres aboutissant à une accumulation en surface de graviers et cailloux. Chez Perrotin, les analyses ont mis en lumière que même les argiles de base avaient connu un

phénomène identique. La partie grossière de la courbe de l'échantillon 59 présente un triage tout à fait bon, comparable à celui des autres échantillons du tertiaire. (Hé calculé entre 25 et 50 % = 0,7). A partir de 0,75 millimètres le départ des fines se fait nettement sentir et la partie droite de la courbe est beaucoup plus mal triée : (indice de classement calculé entre 50 et 75 % = 1,2) tel départ sélectif des fines ne peut être que l'effet d'une érosion par l'eau courante. Là où cette action était la plus forte, on trouve en surface des concentrations de cailloux et de galets dont certains présentent un émoussé. L'origine de ce matériel est bien locale car il s'agit exclusivement des quartz laiteux et blanc caractéristiques du tertiaire. Cette phase d'érosion latérale en surface se distingue nettement de la précédente : elle recoupe à la fois le substrat et les arènes solifluées dans les vallons, ne laissant par endroits subsister que des poches, surtout à l'aval des glacis, car le décapage est surtout important à l'amont; elle affecte une tranche beaucoup plus réduite qui n'excède pas quelques décimètres alors que la première est parfois sensible sur près d'un mètre.

Cette phase de régularisation qui a laissé des traces sur beaucoup de glacis sous forme de minces pellicules de cailloutis (très abondants sur le glacis de Bas en raison du substrat graveleux) semble au contraire de la précédente s'être développée sous climat frais : le matériel est peu altéré. Les processus responsables de cette régularisation sont difficiles à mettre en évidence : en raison de la minceur de la couche affectée, de la nature perméable du substrat, on ne peut s'empêcher de penser à un décapage superficiel lors du dégel comme le fait a été décrit au Groënland. L'abondance des eaux de fonte de neige s'écoulant sur un sol gelé, expliquerait à la fois la vigueur du lavage en surface et la minceur de la couche affectée toujours constante dans le substrat comme dans les arènes. Un tel milieu, où la végétation est discontinue ou même clairsemée où le gel du sol est permanent, ne peut être mis en évidence de manière certaine dans l'état actuel de nos connaissances sur le Forez.

La preuve pourra en être fournie lorsque des figures de cryoturbations auront été découvertes, mais l'état de nos connaissances sur les périodes froides dans le massif Central et le contexte glaciaire et périglaciaire des monts du Forez permettent d'envisager cette hypothèse.

e) – Chronologie des glacis.

Parmi les réflexions que nous avons faites sur la genèse des glacis certaines concernaient la datation de ces formes. En faisant allusion à des processus morphogénétiques de type froid ou de type chaud, nous avons posé quelques jalons qu'il convient de compléter.

Malgré l'absence de résultats définitifs puisque nous n'avons pu déterminer aucun âge absolu pour les diverses formations corrélatives ni découvrir aucun reste de faune ou de flore permettant une datation relative, il paraît utile de proposer quelques hypothèses sur la succession des principaux événements morphologiques. Celles-ci ont été établies grâce à quelques repères.

Nous remarquerons que certains repères classiques de la morphologie des glacis manquent : la chronologie avancée par la plupart des spécialistes est fondée sur des phénomènes d'étagement qui sont loin d'être évidents dans le cas forézien. Ces emboîtements sont le résultat de l'encaissement du drain principal par étapes successives : leur absence en Forez s'explique par l'éloignement de la Loire et par la constitution de niveaux de base locaux qui ont peu varié au cours du quaternaire.

Nous avons négligé certains critères permettant d'estimer l'âge des formations recouvrant les glacis comme par exemple, leur degré d'altération. Ce critère parfaitement valable pour dater les lambeaux de terrasse d'un même système alluvial - au moins relativement - ne l'est pas dans le cas de nos glacis, en raison du trop grand nombre de paramètres régissant son altération : le degré d'altération du matériel de couverture dépend du climat sous lequel s'est façonnée la forme, de la nature des roches concernées en tenant compte des remaniements toujours possibles de dépôts plus anciens, enfin de l'importance de la pente et du comportement des nappes phréatiques.

Ce sont essentiellement quelques événements majeurs de la morphologie forézienne, la connaissance des paléoclimats qui puissent être à l'origine des processus décrits plus haut, les diverses formes de dissection de la surface des glacis qui nous ont servi de guide.

a) — Le façonnement des glacis de la bordure occidentale se serait produit sous climat chaud au Pliocène.

Les arguments dont nous disposons pour avancer cette hypothèse sont stratigraphiques : à la suite de la sédimentation oligocène qui forme la masse du remplissage tertiaire, des mouvements tectoniques responsables d'une partie de la surrection des monts du Forez ont provoqué le dépôt des «conglomérats». Seule une surrection assez rapide avec la formation de fortes pentes permet d'expliquer la mobilisation de blocs de pareil volume. Ces «conglomérats» sont aussi à mettre en rapport avec le dépôt à la périphérie du Massif Central des énormes épandages miocènes du Bourbonnais ou de Sologne. L'âge des «conglomérats» est un élément capital pour l'étude des glacis : ces derniers leur sont postérieurs puisque c'est à leurs dépens qu'ont été façonnés les glacis.

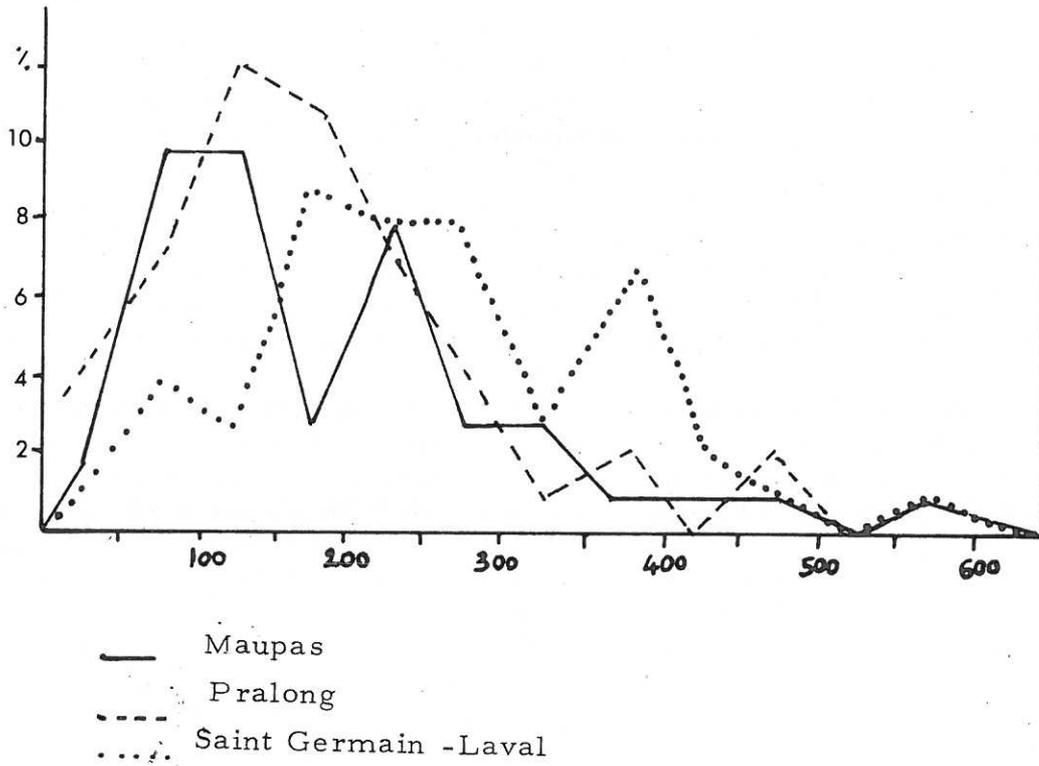
Situés dans le temps après la sédimentation des conglomérats, ils dominent à l'exception du plus septentrional d'entre eux - celui de Bas - la plus ancienne des terrasses périglaciaires, dont un système est remarquablement bien conservé le long de la Loire, de l'Aix et du Lignon. Postérieure au miocène, antérieure à la première crise climatique froide, on comprendra aisément l'âge pliocène attribué à la phase de modelé en glacis (17). Tous les paléoclimatologues s'accordent pour attribuer au Pliocène des températures moyennes nettement supérieures aux actuelles. Or c'est bien sous climat chaud que s'est élaborée la première régularisation des glacis. Pourtant, si quelques détails comme l'incorporation de roches dures à la topographie en glacis pour les exemples de Bazourges, Bussy, Saint Germain Laval, semblent confirmer la tendance à une érosion sous climat chaud, le modelé des bordures au cours de cette période pose le problème de l'érosion linéaire. De nombreux auteurs ont trouvé d'excellents arguments pour dater l'installation du réseau hydrographique régional de la fin du miocène. Il paraît curieux qu'une partie des vallées actuelles ait pu être contemporaine de la création des glacis oeuvre d'une érosion aréolaire de type semi-aride. Certaines rivières, les plus importantes, semblent avoir existé au pliocène : le Lignon, l'Aix, le Vizézy ont entaillé le socle de 300 mètres dans des roches très résistantes et n'ont pu le faire pendant la seule période quaternaire : ils avaient largement amorcé leur vallée au pliocène. Il y a donc coexistence au pliocène de formes taillées par l'érosion aréolaire et l'érosion linéaire. Les rivières comme le Lignon prenant leur source à une altitude respectable, étaient vraisemblablement alimentées en eau par des précipitations orographiques sur les monts du Soir. Au contraire, le bas du versant oriental, plus sec, devait être partiellement privé de végétation : les roches tertiaires tendres exposées à de rares mais violents orages ont pu être modelés en glacis se terminant loin dans la plaine. L'exportation lente des matériaux se faisait par les rivières citées qui, en se chargeant brusquement, devaient perdre toute force érosive.

b) — Au quaternaire ancien, de très profondes retouches sous climat froid auraient remanié les glacis pliocènes.

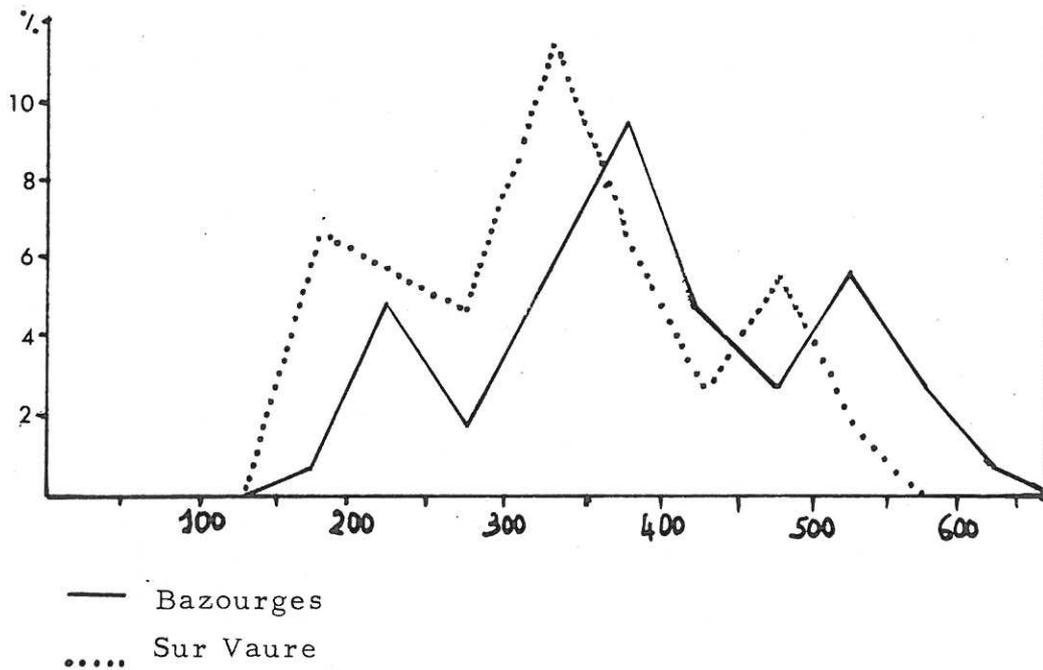
Si les glacis hérités du pliocène ont connu au cours du quaternaire ancien une dégradation de leur topographie, tous ont été remodelés par des processus d'aplanissement à une exception près : celle du glacis de Saint Germain Laval. Recoupant sur la majeure partie de sa surface des roches dures, celui-ci a été insensible aux actions périglaciaires. Au contraire, c'est pendant les périodes froides qu'il a été entaillé par les trois vallons signalés dans la description, assimilables à des vallons de gélifraction.

En dehors du cas de Saint Germain Laval, les autres exemples ont connu des phases de dissection, de remblaiement et de planation successives. Il faut comprendre quand et à quel moment ces faits se sont produits.

Le cas le plus simple est celui de Bazourges en raison de la présence des ravins étroits et profonds qui l'ont accidenté. L'analyse des «crases» qui sont l'équivalent semi-fonctionnel de ces ravins permet de comprendre leur origine. Ce sont des entailles manifestement holocènes, trop fraîches pour avoir connu une période froide. François Tomas les a jugées anthropiques dans sa thèse; elles sont la conséquence de certains défrichements. Si c'est bien l'action de l'homme qui permet de comprendre leur ampleur actuelle, l'existence des ravins de Bazourges prouve qu'il s'agit d'une forme



Polygone des fréquences des émoüssés des conglomérats.



Polygone des fréquences des émoüssés des couvertures de glacis.

qui s'est réalisée à plusieurs reprises pendant les époques tempérées quaternaires. Seules, certaines conditions de couverture végétale - ni trop clairement ouverte car l'érosion latérale aurait dominé, ni trop forestière, peut-être de type steppe ou prairie - paraissent expliquer le déclenchement de ces ravinements lorsque le faciès du terrain et la pente s'y prêtent. Cette dissection apparaît comme interglaciaire sous un climat assez sec pour que la colonisation par la forêt soit exclue. Il est très délicat d'estimer l'importance de ces vagues d'érosion accélérées puisque leurs effets ont été annulés par les périodes froides postérieures.

La disparition des ravins s'est faite en deux temps : comblement des creux par du matériel soliflué, puis régularisation pelliculaire. Cette évolution est intéressante car elle permet de se demander s'il faut envisager deux phases climatiques distinctes au sein de la période pour justifier l'intervention de deux processus différents. Nous répondrons par la négative dans la mesure où la solifluxion en masse et la solifluxion laminaire peuvent aller de pair en milieu périglaciaire : il est certain que sur une pente découpée par une série de ravins, la solifluxion en masse sur les versants domine accompagnée éventuellement de glissements par paquets.

En revanche dès que l'unité de pente est réalisée, la solifluxion laminaire et le lavage par les eaux de fonte collaborent pour réaliser le décapage. De toute manière c'est dès le début des périodes froides qu'intervient le comblement dans un milieu très humide, la régularisation intervenant plus tardivement, mais avant le réchauffement post-glaciaire.

Si les mêmes phénomènes de dissection et remodelage ont pu avoir lieu sur les autres glacis et tout particulièrement sur celui de Bas où deux terrasses alluviales anciennes ont été nivelées en même glacis, ils n'offrent qu'un intérêt secondaire par rapport à la dissection par les cours d'eau. Nous changeons d'échelle puisque c'est l'ensemble du glacis pliocène qui a été transformé par le creusement du réseau hydrographique. L'exemple le plus démonstratif est celui de Champdieu : d'une part, le passage de températures plus fraîches à la fin du pliocène, accompagné d'une augmentation sensible des précipitations permettant une alimentation correcte des rivières au bas du versant, d'autre part le retour d'une végétation capable de concentrer l'écoulement, ont permis au Ruillat de façonner sa vallée pendant le quaternaire ancien. Au vu de sa dynamique actuelle, (18), il s'est encaissé pendant les périodes froides au contraire des ravins étudiés précédemment. Seule une diminution de l'évapotranspiration consécutive à la mort de la végétation a fourni à la rivière les débits nécessaires pour éroder.

Les actions à l'origine du remodelage des glacis ont eu lieu sur le flanc droit de la vallée du Ruillat au fur et à mesure de l'enfoncement de son cours. La dissymétrie des versants de la vallée signalée dans la description s'explique par l'orientation est-ouest du tracé de la rivière, donc par l'existence d'un adret et d'un ubac. L'accumulation d'une épaisse couche de neige sur le versant sud en position d'ubac, a été la source de multiples phénomènes de solifluxion : ils sont parvenus à affecter la totalité du glacis et à transformer son orientation à un degré tel qu'il constitue aujourd'hui le versant méridional de la vallée. D'importants mouvements de masse ont entraîné toute une partie du glacis pliocène. Pris en charge au fond de la vallée par le Ruillat, le matériel a été déposé en vrac autour de Champdieu : l'importance de la charge a transformé la rivière en une sorte de coulée boueuse qui s'est étalée en contrebas du glacis faute de pente, constituant les petits glacis inférieurs. D'ailleurs, le même phénomène s'est reproduit à Sur Vaure et la Corée.

Aucune preuve de l'âge quaternaire ancien de ces phénomènes n'a jusqu'à présent été apportée : il n'existe pas dans l'état actuel des connaissances; mais deux constatations doivent être faites : l'ampleur des retouches a nécessité des périodes froides assez longues et efficaces, plus longues que les deux dernières glaciations. En outre, la dissection semble l'avoir emporté sur l'aplanissement au quaternaire récent.

Cependant l'exemple du glacis de Bas laisse penser que la régularisation a pu partiellement reprendre pendant le quaternaire récent : hérité du pliocène où il devait se poursuivre sur les roches primaires au dessus d'Amions, il a connu au quaternaire ancien le creusement de la dépression d'Amions et de la vallée de la Goutte du Sac qui l'ont isolé de son prolongement sur le socle; à l'aval les entailles de la seconde et de la troisième terrasse de l'Aix et de l'Isable l'ont réduit dans sa partie méridionale. La déclivité actuelle n'a pu être remodelée que durant la seconde moitié du quaternaire : ce travail de régularisation a consisté à éliminer le talus séparant les deux terrasses. Des processus assez semblables à ceux décrits à propos de Bazourges se sont épaulés pour venir à bout d'une irrégularité au demeurant médiocre.

On retiendra de cet exemple des glacis foréziens la permanence des formes depuis une époque relativement ancienne.

Modelés dans leurs grandes lignes dès la fin du tertiaire, sous un climat assez chaud et peut-être semi-aride, ces glacis ont connu des périodes de réactivation non seulement sous des climats identiques ou comparables, mais aussi sous des climats froids et des conditions périglaciaires, en raison de la position remarquable de la France du centre dans cette partie de la zone tempérée méridionale qui fut, au cours des derniers millions d'années alternativement sous l'influence d'oscillations climatiques allant des climats froids au climats chauds et secs.

Les formes de convergence entre les milieux périglaciaires et les milieux semi-désertiques ont été fréquemment décrites et l'attribution de ces formes à l'un ou l'autre des systèmes climatiques a provoqué bien des querelles. Il est plus exceptionnel de voir des formes qui ont été modelées sous l'un des types climatiques et remaniées sous l'autre.

Tout aussi exceptionnelle est la durée pendant laquelle ces formes ont été fonctionnelles (par intermittence il est vrai), et sans cesse remaniées, regradées pourrait-on dire, pour reprendre l'expression de Claude Klein à propos des surfaces armoricaines. Dans ces conditions, il est extrêmement délicat de préciser ce qui revient à chaque épisode climatique, froid ou chaud.

Il est encore plus étonnant de constater que des formes modelées en roche tendre, par essence fragiles, aient pu échapper aux processus d'érosion susceptibles de les démanteler pendant les périodes où elles n'étaient pas fonctionnelles. Il faut faire intervenir le contexte original de la plaine du Forez : on n'insistera jamais assez sur son évolution en bassin fermé jusqu'à une époque récente, évolution qui favorise le développement de niveaux de base locaux. La plaine n'a pas connu les grandes dissections du pliocène, consécutives aux régressions eustatiques considérables qui ont tant marqué le bassin du Rhône pourtant tout proche; et lorsque la Loire a fait irruption dans le bassin, elle s'est installée du côté oriental où les glacis dont il reste quelques témoins ici ou là, ont été entièrement détruits. A plus de dix kilomètres à l'ouest, les glacis de la bordure des monts du Forez ont été d'autant mieux protégés que l'enfoncement n'a pas été considérable : il ne dépasse pas 50 à 60 mètres entre le cours de la Loire et les plus hautes terrasses. Cette valeur est si faible que les affluents du fleuve n'ont pas véritablement creusé leur vallée : les grandes cuvettes en contrebas des glacis comme celle de l'Onzon ou du Vizézy ne sont pas des vallées, elles sont très mal drainées.

Il est inconcevable dans ces conditions qu'un étagement des formes à la manière de celles du bassin rhodanien puisse se développer.

L'immunité relative des glacis explique, seule, leur réactivation sous climat froid, dans des conditions qui n'auraient peut-être pas permis leur élaboration à partir d'une autre topographie; car nous avons vu longuement que les conditions structurales n'étaient pas éminemment favorables à l'élaboration de glacis en période froide en raison notamment de la faiblesse du matériel mobilisable, une fois le stock d'altérites épuisé.

A cause de cette origine bâtarde, ces glacis ne sont que très difficilement comparables à ceux des régions semi-arides, mais ils paraissent sans conteste participer aux mêmes types de phénomènes. Pour la même raison, il n'y en a pas deux qui soient identiques. A un moment où l'effort des morphologues porte, entre autres choses, sur les problèmes de terminologie, ces pages n'ont eu pour but que de montrer les difficultés pour faire entrer les individus dans le cadre du vocabulaire traditionnel : la nécessité se fait jour à l'intérieur des genres et des familles de formes, de multiplier les termes d'espèces pour saisir la diversité de la réalité du relief.

Bernard ETLICHER

Université de Saint-Etienne

Alain LE GRIEL

Université de Lyon

Janvier 1975

- 1) P. BIROT : Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roche tendre
R. LHENAFF Le versant nord de la montagne de Lure
P. MONTEUX Les glacis en roche tendre du Coiron.
Mémoires et documents C N R S 1 série tome 9
B. DUMAS Quelques glacis d'érosion en Fenouillèdes; Méditerranée 1962 N 3
- 2) J. MASSEPORT : Considérations sur les glacis d'érosion nord-méditerranéens
Revue de géographie alpine 1965 N 2
- 3) M. ARCHAMBAULT : Essai sur la genèse des glacis d'érosion dans le sud et le sud-est de la France.
Mémoires et documents C N R S 1966 volume 2
- 4) Partant tous deux de l'image du glacis militaire, J. MASSEPORT et E. DEVAUMAS ont abouti à une description sensiblement différente du glacis topographique.
- 5) C'est dans un sens assez voisin que ce terme a déjà été employé.
(J. TRICART : Le modelé des régions sèches SEDES 1970 page 258.)
- 6) Une telle affirmation se veut paradoxale : elle ne tient pas compte des problèmes très complexes et encore imparfaitement résolus liés à la dynamique du ruissellement.
- 8) La végétation de la plaine du Forez connaît avec des températures actuelles trois mois de déficience en eau : Juillet, Aout, Septembre. (moyenne des vingt dernières années).
- 9) Les toponymes empruntés à la carte IGN sont localisés sur la carte de repérage des glacis. Les coordonnées Lambert des principaux toponymes sont indiqués entre parenthèses. (carte 1/25 000 de MONTBRISON 5-6 et FIRMINY 1-2).
- 10) Décrites par F. TOMAS : le relief et les sols de la plaine du Forez.
- 11) Notamment depuis les travaux de Ph GLANGEAUD et repris par C. BOBIER.
- 13) Il s'agit des dépôts de crue de la période interglaciaire qui a suivi l'épisode froid responsable de l'accumulation des alluvions grossières.
- 14) R. ETIENNE : Les monts du Forez thèse 3 cycle 1970 Clermond-Ferrand.
- 15) La ceinture calco-alcaline du FOREZ de R. ETIENNE.
- 16) A. VATAN : manuel de sédimentologie . Technip 1967.
- 17) Thèse confirmée par l'âge de l'élaboration du pédiment de Soleymieux postérieur aux venues volcaniques du Mt Supt daté par H. BELLON de 12 millions d'années.
- 18) Il s'encaisse de deux à trois mètres dans une nappe d'alluvions fines post-glaciaires.

