

Sborník geologických věd	Antropozoikum 22	Pages 5-62	11 figs.	17 tab.	2 pls.	ČGÚ Praha 1995	ISBN 80-7075-184-3 ISSN 0036-5270
-----------------------------	---------------------	---------------	-------------	------------	-----------	-------------------	--------------------------------------

Le mythe du "grand interglaciaire Mindel-Riss" d'après l'étude des sols du Nord de Turin (Italie)

Výsledky studia fosilních půd severně od Turína (Itálie) a mýtus „velkého mindel-risského interglaciálu“

Armelle Billard¹

Received September 30, 1994

Key words: *N. Italy, Stratigraphy, Terraces, Fossil soils, Ferreto*

Billard, A. (1995): Le mythe du "grand interglaciaire Mindel-Riss" d'après l'étude des sols du Nord de Turin (Italie). - Sbor. geol. Věd, Antropozoikum, 22, 5-62. Praha.

Abstract: Le vaste cône, formé d'une série de terrasses pléistocènes, construit par la Stura di Lanzo (affluent de rive gauche du Pô) offre des conditions très favorables à l'examen des sols rouges interglaciaires développés sur les alluvions et les sédiments loessiques sus-jacents. La région, comparée à celle du Nord de Milan, permet de soumettre à contrôle critique le concept de "grand interglaciaire Mindel-Riss". Cet optimum climatique théorique du Pléistocène Moyen se signifierait par une incision majeure des rivières dans les piedmonts et par le développement d'un sol rouge épais nommé "ferreto". Les sols rouges d'Italie, de couleurs vives et à caractères d'altération spectaculaires, lui ont été attribués et sont encore souvent utilisés à titre de marqueur stratigraphique. Dans le présent travail, les alluvions des terrasses, les sols qui y sont développés et les sédiments loessiques qui les recouvrent sont classés en une série de périodes glaciaires et interglaciaires allant du dernier Glaciaire (GL1) et du dernier Interglaciaire (IGL1) à un Glaciaire antérieur à GL9. Les unités les plus anciennes sont rapportées au Pléistocène Inférieur. Les paléosols ont été étudiés au moyen d'analyses minéralogiques, micromorphologiques et chimiques, une attention particulière étant portée à l'altération des galets formés de roches aluminosilicatées et de roches basiques et ultrabasiques. Il existe un très fort gradient de pédogénèse entre les sols rouges lessivés épais des très hautes terrasses dont les altérations relèvent du domaine de la monosiallisation, les sols rouges lessivés à caractères intergrades des hautes terrasses et les sols bruns lessivés des moyennes et basses terrasses dont les altérations relèvent du domaine de la bisiallisation. Ce fait signale un changement progressif du climat au cours des interglaciaires de l'époque Brunhes, en particulier pendant les Stades $\delta^{18}O$ 13 à 9. En Italie du Nord, d'un climat de type tropical humide à maximum de précipitations estival, mis en évidence à la partie supérieure de Matuyama, l'on passe, à la partie moyenne ou supérieure de Brunhes, à un climat tempéré plus sec qui révèle une influence méditerranéenne modérée. Les sols rouges lessivés se sont développés pendant les interglaciaires chauds et humides, en alternance avec des pédogénèses cryogéniques caractéristiques des périodes glaciaires. Aucun épisode majeur d'incision par les rivières n'est mis en évidence. La pluralité des "ferretos" est clairement démontrée. Le mythe du "grand interglaciaire Mindel-Riss" des Alpes résulte de l'amalgame, en une seule et même unité pédologique, de sols rouges qui se sont formés, en Italie du Nord, pendant les interglaciaires successifs qui vont de l'époque Matuyama à la partie moyenne de Brunhes.

¹Laboratoire de Géographie Physique, URA 141-CNRS, 1 Place A. Briand, 92190 MEUDON, France

1. Introduction

1. 1. Existe-il une période d'optimum climatique au Pléistocène Moyen ?

La remise en cause du "grand interglaciaire Mindel-Riss" pourrait apparaître comme une entreprise obsolète. Il s'agit en effet d'examiner l'une des composantes du système quadriglacialiste élaboré dans les Alpes et sur leurs piedmonts, de la fin du siècle dernier au commencement de celui-ci (Penck et Brückner 1909). Une subdivision en glaciaires et interglaciaires nombreux est venue s'y substituer depuis plus de vingt ans (cf Imbrie et Palmer Imbrie 1979), se fondant principalement sur l'étude des sédiments marins profonds et des longues séquences continentales au premier rang desquelles figurent les séries loessiques.

L'on constate néanmoins que la classification alpine traditionnelle continue d'être appliquée notamment à des régions de montagne encore peu connues. Au Tibet par exemple, des sols rouges ou rougeâtres, rencontrés parmi la série des moraines, sont désignés du nom de "ferreto", placés entre "Mindel" et "Riss" et attribués à l'antépénultième ou "grand interglaciaire" (Li et al. 1986). Dans les Alpes elles-mêmes, des datations nouvelles ont été apportées et des révisions stratigraphiques régionales sont proposées à partir de subdivisions détaillées des formations et des unités de relief. Il arrive cependant que l'interglaciaire "Mindel-Riss", exprimé sous forme d'un grand sol rouge et/ou d'une incision profonde des cours d'eau, y soit encore recherché à titre de marqueur. Ceci demeure conforme à la théorie de Penck et Brückner (1909) dont le "grand interglaciaire" représente "la pierre angulaire" (Tricart 1988).

Par ailleurs, l'idée d'un optimum climatique se plaçant

au Pléistocène Moyen, pendant l'époque Brunhes de polarité magnétique positive, a fait l'objet d'une réactualisation appuyée sur l'étude de deux séries loessiques d'Eurasie. En Europe Centrale, parmi les loess du Fossé Carpathien (République Tchèque), Kukla (1977, fig. 17; 1978, fig. 10) classe le sol du cycle F comme un "rotlehm" qui serait le plus rouge et le plus important des sols du Pléistocène Moyen. Cette idée contredit, sans argument nouveau, des interprétations antérieures où le sol F qui correspond à PK VII (Kukla et Ložek 1961) est classé comme un "braunlehm" de rang intermédiaire entre les sols plus anciens et les sols plus récents (Kukla et Ložek 1961; Kukla 1977, fig. 8). Le sol F d'une part (Kukla 1977) et PK VII d'autre part (Šibrava et Billard 1986), ont été corrélés avec le Stade $\delta^{18}\text{O}$ 13. En Chine, à la partie méridionale et centrale du Plateau des Loess, l'ensemble de sols S5 se différencie nettement des autres sols intercalés dans les séries loessiques, par sa couleur rougeâtre, son épaisseur souvent supérieure à 5 mètres et sa pédogénèse de type lessivé (Liu 1985). Il est plus précis d'ajouter que S5 est formé par trois sols distincts S5-1, S5-2 et S5-3 qui séparent de minces couches de loess. L'ensemble est corrélé avec les Stades $\delta^{18}\text{O}$ 13, 14 et 15 (Liu et al. 1985; Kukla 1987), S5-1 correspondant au Stade 13 tandis que S5-2 et S5-3 sont parallélisés avec le Stade 15. Le sol supérieur S5-1 qui présente la pédogénèse la plus forte, a été comparé aux sols formés pendant "l'interglaciaire Mindel-Riss en Europe" (An et al. 1987).

Ainsi réactualisée, la question du "grand interglaciaire" concerne donc l'amplitude de la variation climatique à l'intérieur des cycles glaciaires-interglaciaires du dernier million d'années. Il s'agit de savoir si l'un d'entre eux s'individualise par rapport aux autres, à l'échelle de la planète et à commencer par la région de référence c'est à dire le domaine alpin. Le problème paraît complexe puisque l'âge attribué au "Mindel-Riss" varie largement d'un auteur à l'autre. Il est de 250-300 ka pour de Lumley (1976), 350-500 ka pour Ambrosetti et al. (1972), 475-575 ka pour Geneste et al. (1989), 450-590 ka pour Mandier (1984) qui parallélise le "Mindel-Riss" avec les Stades $\delta^{18}\text{O}$ 13 à 15 tandis que, sur la base d'une corrélation possible avec Holstein *s.l.* pourrait être proposé de le rapporter aux Stades $\delta^{18}\text{O}$ 9 à 11 (Šibrava et Billard 1986; Billard 1993). Dans ces conditions, il a paru intéressant de procéder à l'étude détaillée d'une partie représentative du piedmont italien des Alpes, afin de mieux connaître la situation stratigraphique des sols rouges qui y sont développés et d'en préciser la signification climatique.

1. 2. Problèmes posés par le concept de "grand interglaciaire" dans la stratigraphie classique du Quaternaire alpin

Dans la théorie chronostratigraphique quadriglacialiste, établie dans le domaine alpin par Penck et Brückner (1909), le "Mindel-Riss" se différencie des autres interglaciaires

par une plus longue durée et par un climat particulièrement chaud et humide. Il sépare deux groupes de glaciations désignées, dans un ordre d'ancienneté décroissant du nom de "Günz" et "Mindel" d'une part et "Riss" et "Würm" d'autre part. Les glaciations auraient laissé, dans le paysage, des moraines frontales disposées en retrait les unes des autres (la plus ancienne étant la plus externe), reliées à des niveaux fluvio-glaciaires étagés (le plus ancien étant le plus élevé) qui se prolongent loin en aval. Ce schéma interprétatif dérive des investigations conduites par Penck et Brückner (1909) en Allemagne, sur le piedmont bavarois et son extrémité occidentale souabe, de sorte que les glaciations distinguées dans le système classique du Quaternaire alpin, portent le nom de rivières qui parcourent cette région et qui sont des tributaires de rive droite du Danube. De même, les termes "Deckenfelder" et "Deckenschotter" sont assez fréquemment utilisés pour désigner respectivement les larges terrasses ou plateaux dits "Günz" et "Mindel" (en contrebas desquels s'allongent les terrasses plus étroites dites "Riss" et "Würm") et les alluvions qui les constituent. Chacune des glaciations a été définie d'après l'observation, le long de la vallée dont elle porte le nom, de l'un des quatre complexes fluvio-glaciaires identifiés, constitué de moraines passant en aval à une terrasse. Il est admis que, pendant chacun des interglaciaires, les rivières se sont encaissées dans les dépôts mis en place au cours de la glaciation précédente et qu'un paléosol s'est développé à la partie supérieure de ceux-ci. La théorie ainsi élaborée s'est trouvée confortée par des observations concordantes faites par les mêmes auteurs, du côté français et italien des Alpes.

Deux types d'observations ont servi à dégager la notion d'un interglaciaire de rang particulier pendant lequel se seraient produits, en concomitance, des événements d'ordre différent relevant l'un de la morphogénèse, l'autre de la pédogénèse. D'une part, une dénivelée plus importante que celle qui sépare les autres niveaux fluvio-glaciaires étagés existerait entre le plus récent des plateaux (ou "Jungere Deckenfelder" dit "Mindel") et la plus ancienne des terrasses (ou "Hochterrasse" c'est à dire "haute terrasse" dite "Riss"). Elle a été attribuée à la longue durée d'une période de creusement par les rivières. D'autre part, un sol épais se serait formé pendant le "Mindel-Riss" au sommet des "Deckenschotter", s'accompagnant d'une forte altération des dépôts ainsi que de la cimentation en profondeur de ceux d'entre eux qui étaient originellement calcaires. Il faut noter immédiatement que le piedmont italien des Alpes présente les exemples les plus frappants de ces sols rouges. Penck et Brückner (1909) ont souligné d'emblée l'altération particulièrement importante des "Deckenschotter" de cette région. Ils insistent sur l'intensité de la décomposition chimique des matériaux "beaucoup plus grande dans le Piémont que ce que l'on a observé jusqu'à présent autour des Alpes". De sorte qu'ils retiennent le terme italien de "ferretto" qui dans la langue vernaculaire signale la terre à brique, pour désigner les sols rouges développés sur l'ensemble des piedmonts alpins.

Afin de souligner les difficultés rencontrées dans la subdivision des plateaux, il est intéressant de noter qu'au départ le schéma, élaboré au Nord des Alpes et appliqué aux Pyrénées, était tri-glacialiste (Penck 1883/1885). Ultérieurement, ayant identifié leurs quatre glaciations, Penck et Brückner admettent qu'elles ont contribué à l'élaboration du modelé du côté sud des Alpes. Dans cette région, ils regroupent cependant les plateaux dans le "Mindel" tandis qu'ils différencient l'une de l'autre les terrasses "Würm" et "Riss". Ainsi que l'avait déjà fait Stella (1895) (voir aussi la revue de Nangeroni de 1954), Riva (1957) divise les alluvions en trois unités qu'il nomme "Diluvium récent", "Diluvium moyen" - équivalents respectifs du Würm et du Riss de Penck - et "Ferretto (diluvium ancien, Mindel de Penck)". Il faut constater la synonymie ainsi établie entre le "ferretto" et les alluvions du "diluvium ancien" sur lesquelles il est développé. Par contraste, il apparaît que les subdivisions stratigraphiques ont été faites de façon plus détaillée sur le piedmont bavarois où Penck et Brückner (1909) reconnaissent non seulement l'existence de deux "plateaux" mais observent aussi la partition du plus ancien d'entre eux (dit "Günz") en plusieurs éléments d'altitude différente qu'ils mettent au compte de déformations tectoniques affectant un niveau originellement unique. Ultérieurement il a été admis que les alluvions formant ces éléments de plateaux étaient d'âge différent. Ceci a conduit Eberl (1928, 1930) à attribuer les plus anciens à une période glaciaire dite "Donau", antérieure au "Günz", à laquelle Schaefer (1953) a ajouté le "Biber", portant ainsi à six le nombre de glaciations identifiées au Nord des Alpes. Sur le piedmont italien, cette terminologie a été peu utilisée sauf par Venzo (1953) et Lona (1971) qui subdivisent entre "Donau" et "Günz" les sédiments lacustres du Val Leffe (cf infra). Plus fréquemment, les dépôts considérés comme antérieurs au "Mindel" ont été regroupés sous le vocable "Villafranchien" (cf Gabert 1962 et Chardon 1975).

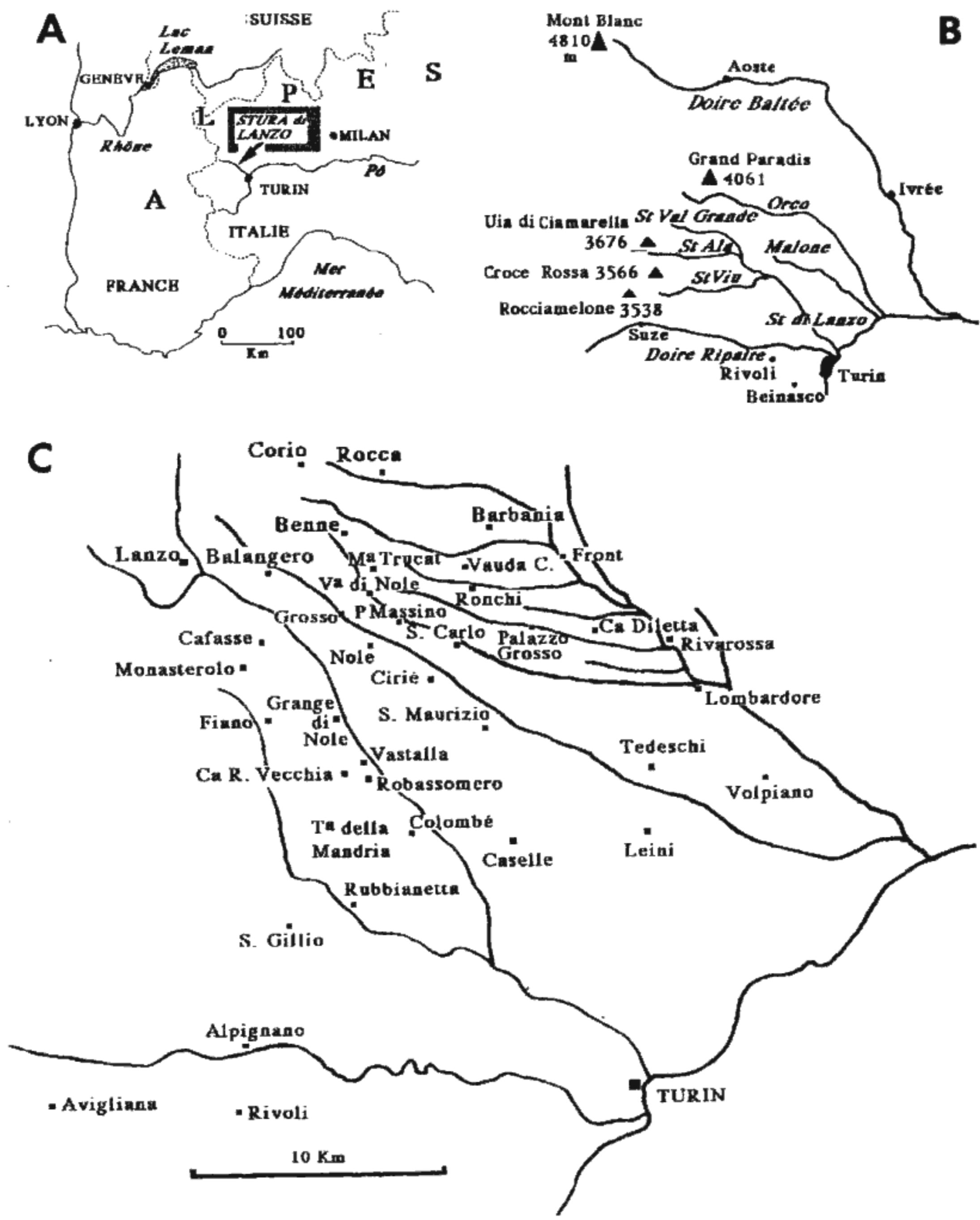
Une équivalence chronologique a été acceptée par Penck et Brückner (1909) entre les alluvions du piedmont italien altérées en "ferretto" et les "Deckenschotter" nord alpins. De même qu'ils ont distingué un "Deckenschotter ancien" et un "Deckenschotter récent", ils indiquent qu'ils "reconnaissent différentes terrasses à ferretto" mais pour ajouter aussitôt: "Cependant la décomposition complète du matériau n'est pas favorable, au stade actuel de notre connaissance, à une subdivision des 'ferrettos' en plusieurs unités". Au moyen de la comparaison des piedmonts allemand et italien, commence ainsi à se dégager l'ambiguïté fondamentale qui préside à la création du concept de "grand interglaciaire Mindel-Riss" et qui se répercute sur les nombreux travaux placés dans la continuité de l'oeuvre de Penck et Brückner. Ainsi que le rappelle Nilsson (1983), il a été admis qu'un épisode principal de creusement vertical des vallées se serait produit en conséquence d'un soulèvement en bloc des Alpes et de leurs piedmonts, prenant place entre le "Mindel" et le "Riss" après la formation des "Deckenschotter". Représente-t-il pour autant

un événement morphogénétique de longue durée? Ou bien le grand creusement n'est-il pas dû, quand il existe, à une accélération du rythme d'érosion fluviale, consécutive au soulèvement qui précède? Par ailleurs, s'est-il réellement produit en même temps que se formait un sol rouge épais, accompagné de fortes altérations requérant l'intervention de conditions climatiques particulièrement chaudes, pendant un interglaciaire particulièrement long?

L'étude des piedmonts des Alpes a tout de suite montré que les deux phénomènes de forte érosion verticale par les rivières et de développement d'un paléosol épais ne sont pas indissociables l'un de l'autre. C'est ainsi que Penck et Brückner (1909) mettent l'accent sur l'existence d'une dénivelée importante entre "plateaux" et "terrasses" dans des régions telles que le plateau bavarois dont le lent soulèvement suscite un encaissement général des rivières, cycliquement interrompu par les accumulations dues aux glaciers et à leurs eaux de fonte. Tandis que les mêmes auteurs prennent seule en compte l'existence d'une grande altération affectant l'un des dépôts, fossilisé par des dépôts plus récents, dans la plaine de Munich où la subsidence favorise la superposition des sédiments. Ils soulignent de même l'empilement des alluvions d'âge différent dans la plaine du Pô et le fait que, dans cette région, elles ne peuvent être distinguées les unes des autres qu'à peu de distance des amphitéâtres morainiques (Penck et Brückner 1907/1909). Une dualité dans les conditions d'élaboration du relief se rencontre en effet partout en Italie du Nord. La disposition étagée des alluvions formant des systèmes de terrasses s'observe à proximité du rebord montagneux dont se poursuit la surrection et dont les moraines frontales se sont peu écartées. Elle se trouve rapidement relayée, encore qu'avec des variations locales, par leur empilement dans la plaine subsidente du Pô (Ambrosetti et al. 1983). La complexité géomorphologique de la région, avec laquelle contraste le caractère spectaculaire et apparemment simple des paléosols rouges, fait que toute l'attention s'est concentrée sur ces derniers. Tout à la fois, ils servent à justifier l'idée d'un "grand interglaciaire" et ils sont utilisés à titre de marqueurs stratigraphiques. Dans les travaux actuels, il faut donc s'interroger sur leur unicité, revenant ainsi à la question posée et non résolue par Penck et Brückner (1909).

1. 3. Ambiguïté de l'usage des sols rouges comme marqueurs stratigraphiques

Il faut insister sur le fait que les piedmonts alpins, sur lesquels Penck et Brückner (1909) ont identifié le "ferretto", présentent des séquences de sols et d'altérations très dissemblables, comportant des sols rouges ou rougeâtres qui n'occupent pas partout la même situation stratigraphique. Ainsi, dans la partie souabe du piedmont nord-alpin (Billard 1987; Léger 1988), des sols lessivés à horizons Bt rougeâtres, nommés "ferrettos", se rencontrent au sommet des hautes terrasses qui forment le "Jungere Deck-



1. Cartes de localisation de la région étudiée; A: situation générale, B: réseau hydrographique, C: sites appelés dans le texte.
 Maps of the studied area; A: general location, B: hydrographic network, C: sites quoted in the text

enfelder" de Penck et Brückner. Ils sont relayés, au sommet des très hautes terrasses de "l'Altere Deckenfelder", par les "Riesenboden" ou sols géants, tout d'abord décrits par Brunnacker (in Graul 1962). Toutes ces pédogénèses s'accompagnent d'altérations relevant du domaine de la bisiallisation (Billard 1985, 1987). Les "Riesenboden" se caractérisent par de grands horizons BC de couleur claire sous des horizons Bt très peu épais. Mais l'altération qui les affecte et la cimentation des dépôts par les carbonates, à la base des sols, sont plus fortes que celles des "ferretos" de la région (Billard 1987). En conséquence, l'on pourrait convenir de vieillir le "grand interglaciaire" et le placer dans le "Günz-Mindel" comme l'a fait Brunnacker (in Graul 1962). Sur les piedmonts français et italiens, par contraste avec le côté allemand, des sols rouges lessivés s'observent sur toute la série des hautes et très hautes terrasses et des moraines associées (Bourdier 1963; Mandier 1984), avec des épaisseurs et des degrés de développement croissant avec l'ancienneté de celles-ci. Mais les caractères d'altération rencontrés dans ces deux séquences pédologiques sont très différents. Ils demeurent dans le domaine de la bisiallisation dans les sols rouges rhodaniens (Bornand 1972, 1975), tandis qu'au Sud des Alpes ils passent au domaine de la monosiallisation (Billard 1985). A l'inverse de Brunnacker qui proposait de transférer au "Günz-Mindel" le titre de "grand interglaciaire", Mandier (1984) continue d'attribuer celui-ci au "Mindel-Riss" dont il fait, dans le bassin moyen du Rhône, un repère stratigraphique majeur en s'appuyant cette fois sur l'argument géomorphologique. Il observe en effet qu'un fort creusement du fleuve et de ses affluents se place entre un groupe de hautes terrasses (bien différenciées les unes des autres et rassemblées dans un "Mindel" complexe) et celui des terrasses moyennes dites "Riss". Afin de retrouver dans le paysage la trace d'un "grand interglaciaire", l'on se retourne du domaine de la pédologie et des altérations vers celui de la géomorphologie. Afin d'en conserver le concept, l'on est amené à dissocier les éléments sur la conjugaison desquels ses auteurs avaient fondé son existence. Du côté occidental des Alpes, le critère pédologique servant à définir le "Mindel-Riss" se transforme et l'on admet implicitement que se serait alors formé le dernier des sols rouges et non pas le plus épais et le plus développé d'entre eux. Le problème se répercute sur les possibilités de corrélations stratigraphiques inter-régionales puisque le critère retenu pour définir le "grand interglaciaire" change d'un piedmont à l'autre pour des raisons qui tiennent aux spécificités physiques de chacun d'entre-eux.

En Italie du Nord, deux "ferretos" distincts ont été reconnus notamment par Venzo (1965) sur les dépôts glaciaires superposés formant l'un des amphithéâtres du Lac de Garde, ainsi que par Carraro et Petrucci (1969) sur les terrasses étagées du cône de la Stura di Lanzo. A la partie moyenne du Bassin du Pô, Cremaschi (1987) distingue plusieurs sols rouges, sans pouvoir néanmoins les discriminer les uns des autres, faute d'avoir étudié leurs caractères les plus spécifiques à savoir l'altération des différents types

de galets inclus dans les horizons pédologiques. Une telle approche avait pourtant déjà été pratiquée, de façon approfondie, par Icole (1973) sur le versant français des Pyrénées. Une subdivision du "ferretto" nord-italien en plusieurs sols rouges interglaciaires successifs a été établie par Billard (1973a, 1973b, 1985) sur la base de l'épaisseur des sols, en particulier celle de leurs horizons Bt, mais aussi d'après le degré d'altération des galets de roches cristallines et cristallophylliennes, d'une part et des galets de roches basiques et ultrabasiques, d'autre part. Autour de ces derniers se développent des cortex d'altération rouges et ameublés, plus ou moins épais selon l'âge du sol et selon la profondeur du galet dans le profil pédologique. Dès le stade des observations de terrain, la présence et l'importance de ces cortex permet d'établir une première classification chronologique des sols rouges du Piémont et de la Lombardie. En même temps, ce caractère les différencie de façon frappante de toute la série des sols rouges rencontrés du côté français des Alpes (Billard 1984). Reste à se demander pourquoi les séquences de sols sont dissemblables sur les différents piedmonts et pourquoi, notamment, les cortex d'altération rouges ne se rencontrent pas du côté français et allemand des Alpes. La différence de composition pétrographique n'est pas une explication suffisante, dès lors que des roches similaires, notamment les amphibolites, entrent dans la composition des alluvions. Le problème sera réexaminé à l'issue du présent travail qui prend appui sur la région nord de Turin (Fig. 1A), partie de la province italienne du Piémont, choisie pour analyser de façon détaillée le concept classique de "grand interglaciaire". L'on s'attachera à caractériser et distinguer les uns des autres les paléosols rouges qui se sont formés, de part et d'autre de la rivière Stura di Lanzo, sur les alluvions des hautes et très hautes terrasses et sur les sédiments loessiques qui les recouvrent. En premier lieu, l'on indiquera comment ils se différencient progressivement des sols plus récents. L'on cherchera à reconstituer la série stratigraphique des glaciaires et des interglaciaires, inscrite dans le paysage et dans la succession des sédiments et des paléosols. Une tentative de corrélation avec les Stades isotopiques marins sera menée. L'on s'efforcera ainsi de préciser la situation stratigraphique des "ferretos". Enfin, l'on tentera de comprendre l'influence exercée sur l'agencement des terrasses et la disposition des sols rouges, à la fois par les changements climatiques et par le jeu de la tectonique.

2. Un exemple régional : le cône de la Stura di Lanzo et ses paléosols

2. 1. Vue d'ensemble sur les données physiques (assemblage des terrasses, altérations, pétrographie des alluvions, climat)

De la bordure montagneuse, jusqu'à la plaine du Pô, face à la colline de Turin, un grand cône composite déploie en éventail ses terrasses étagées. Il est recoupé par la Stura di

Lanzo, affluent de rive gauche du Pô. Outre ce cours d'eau d'origine montagnarde et à caractère torrentiel, un réseau de rivières, Ceronda à l'Ouest, Malone au Nord et ses affluents de rive droite tels que Fandaglia et Banna, sillonne le cône selon une disposition rayonnante, y déterminant une série de lanières qui s'évasent largement vers l'aval. (Fig. 2, Tabl. 1 et 2). Les alluvions grossières constituant les terrasses reposent sur un substrat à faciès changeant sablo-lignito-marneux, étudié par Sacco (1888), puis par Bortolami et al. (1976) et Allason et al. (1981). De 45,05 à 45,18 degrés de latitude nord et entre 7 et 8,5 degrés de longitude ouest, le cône s'insère entre les bassins hydrographiques de deux autres affluents du Pô qui sont la Doire Ripaire et la Doire Baltée (Fig. 1B). La partie intramontagnarde de ceux-ci correspond respectivement au Val de Suze et au Val d'Aoste dominés par de hauts sommets alpins parmi lesquels se compte le Mont Blanc dont le glacier de Brenna alimente la Doire Baltée. Ces deux

bassins ont été occupés, pendant les périodes froides, par de grands glaciers qui ont débordé sur le piedmont où ils ont construit, aux alentours de Rivoli-Torinese et d'Ivrée, une série d'arcs morainiques au relief souvent vigoureux, reliés en aval à des terrasses étagées. Issus de la confluence de trois cours d'eau (les torrents du Val di Viù, Val di Ala et Val Grande) la Stura di Lanzo draine, dans le massif de la Sessia-Lanzo, un bassin d'étendue beaucoup plus modeste dominé par des sommets de 3 500 à 3 700 m d'altitude. Les glaciers de dimension relativement réduites qui s'y sont formés n'ont pas dépassé le cadre de leur vallée intramontagnarde et il est plus difficile de relier moraines et terrasses. Cependant, les alluvions étagées de la Stura di Lanzo sont similaires, par leur faciès et leur granulométrie, à celles des terrasses de la Doire Ripaire et de

2. *Haut: Représentation schématique des terrasses étagées du cône de la Stura di Lanzo:

- sur la rive droite: très basse terrasse de Grange di Nole; basse terrasse de Vastalla; terrasse moyenne de Cafasse; haute terrasse de Robassomero; très haute terrasse de Fiano;

- sur la rive gauche: basse terrasse de Cirié; haute terrasse de Vauda di Nole; très hautes terrasses de Vauda Grande, de Balangero et de Corio.

Les qualificatifs attribués aux terrasses qui sont dites basses, moyennes, hautes et très hautes ne font que les différencier du point de vue de leur altitude relative. Il ne s'y attache aucune connotation stratigraphique qui se référerait à la terminologie de Penck et Brückner.

*Bas: Coupes transversales du cône de la Stura di Lanzo montrant l'étagement des terrasses de rive droite (1, 2) et de rive gauche (3). La position des nappes d'alluvions n'est connue que pour les terrasses de Robassomero et Vauda di Nole.

-Top: Scheme of the series of terraces of the Stura di Lanzo. - Bottom: Cross section through stepped terraces on the right (1-2) and on the left (3) bank.

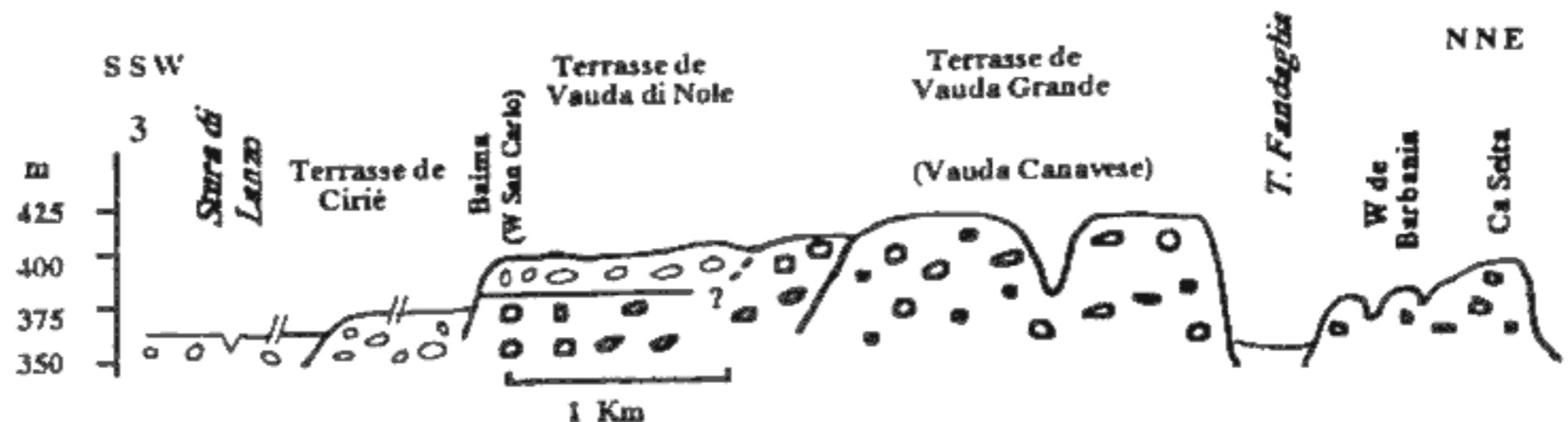
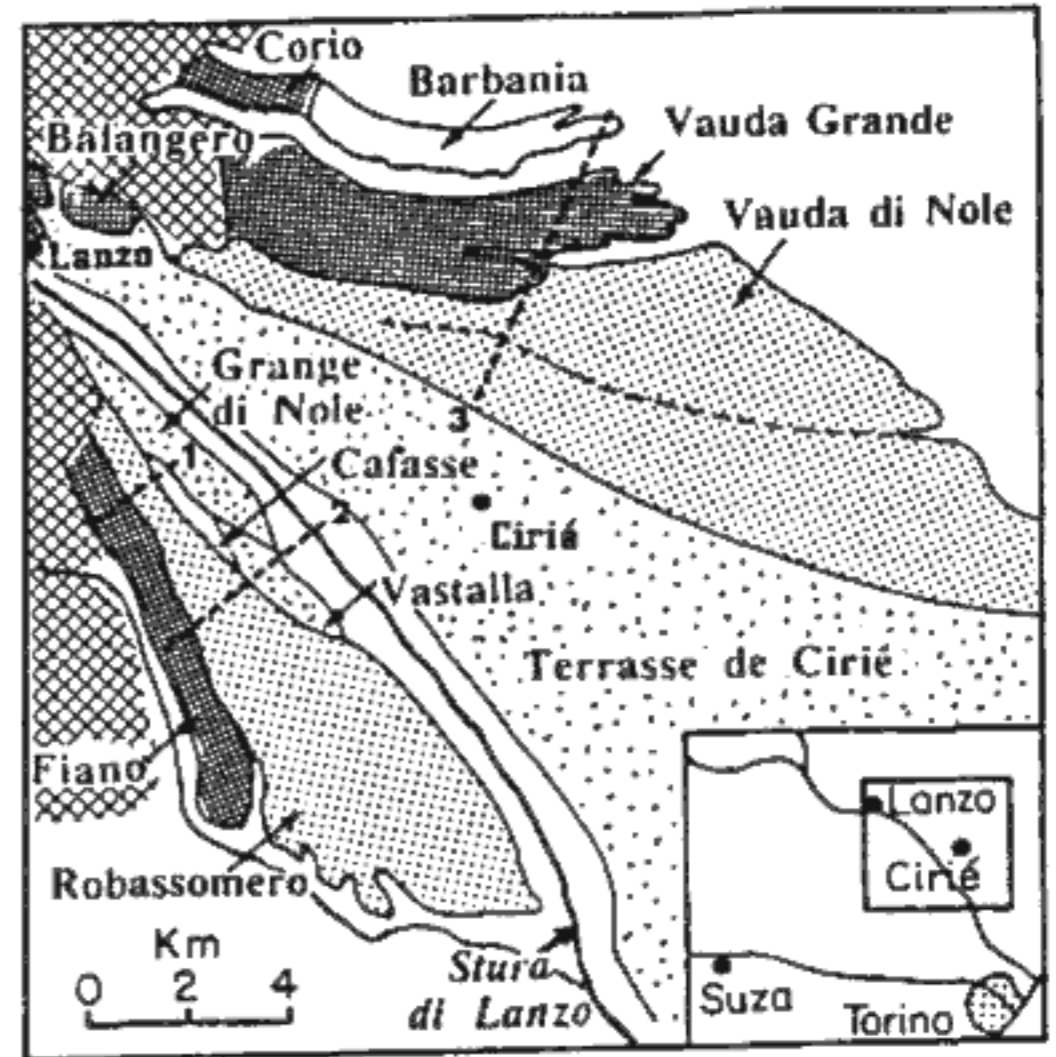


Tableau 1: Terrasses de la Stura di Lanzo faisant l'objet de la présente étude. Subdivision et corrélation selon divers auteurs.

Terraces studied in the Stura di Lanzo area. Subdivision and correlation established by various authors.

Terrasses	Classement selon l'altitude (présente étude)	Mattiolo et al. 1925	Gabert 1962	Carraro et Petrucci 1969	Glaciaire GL (présente étude)	
lit majeur de la Stura		alluvium		post wurmien		
Cirié	basse	terrazziano	Quat. supérieur (Wurm)	Wurm	1	
Vauda di Nole	haute	diluvium	Quat. moyen (Riss)	Mindel	5	
Nole Nord			Quat. inférieur (Mindel)	Villafranchien		
Vauda Grande	très haute		Quat. inférieur			≥ 8
Balangero/Corio	très haute		Quat. inférieur			≥ 9
Grande di Nole	très basse		Quat. supérieur	Wurm	1	
Vastalla	basse	terrazziano	Quat. supérieur		1	
Cafasse	moyenne	terrazziano			2/3	
Robassomero*	haute	diluvium	Quat. inférieur (Mindel)	Mindel	5	
Fiano*	très haute				Villafranchien	

* se confondent à l'aval pour constituer la Tenuta de la Mandria

Tableau 2 : Altitude relative et hauteur des talus des terrasses étagées de rives droite et gauche de la Stura di Lanzo.

Relative altitude and edge height of the stepped terraces of the Stura di Lanzo river.

Terrasses	Altitude relative au dessus de la Stura (m)	Hauteur du talus m	Pente longitudinale m par km (‰)
Rive droite			
Fiano amont	65	18	14,2
milieu	60	16	-
aval	25	5	17
Terrasse intermédiaire ?	-	-	14,6
Robassomero amont	50	{50}	11
aval	20	{20}	12,3
Cafasse	18	9	-
Vastalla	9	4	10
Grange di Nole	5	{5}	10,6
Rive gauche			
Balangero	95	88	15
Vauda Grande amont	67	27	18
aval	45	8	18
Vauda di Nole amont	40	33	12
milieu	35	37	12
aval	29	20	12
Cirié amont	7	{7}	11
aval	9	{9}	12

la Doire Baltée clairement associées à des moraines. Ce fait conduit à leur reconnaître la même origine fluvio-glaciaire et la même signification climatique qu'à ces dernières.

La région (Fig. 2) offre des conditions favorables à l'étude des

formations qui la composent et des pédogénèses qui les affectent. Les sols et les altérations observés sur les dépôts anciens se caractérisent notamment par une très forte épaisseur. Il s'ensuit que les superpositions d'alluvions d'âge différent sont aisément repérables sur le terrain car les horizons profonds d'un sol ancien, tronqué de sa partie supérieure et recouvert par une nappe d'alluvions plus récente, se différencient clairement de celle-ci. Les terrasses sont en nombre limité mais leur étagement est net à la partie amont, s'estompant rapidement vers l'aval. Les hautes et plus hautes d'entre elles sont de vaste extension et, par contraste avec les sols de couleur brune des terrasses moyennes et basses, il apparaît immédiatement que des sols rougeâtres ou rouges sont développés à la partie supérieure de leurs alluvions ainsi que sur des limons sus-jacents. La ques-

tion se pose immédiatement de savoir s'ils résultent d'une seule et même période de pédogénèse. L'étude comparée des couvertures pédologiques, sur les hautes terrasses de Vauda di Nole et Robassomero et sur les très hautes terrasses de Vauda Grande et Balangero (Fig. 2) apporte des éclaircissements à ce problème. Une grande coupe ouverte dans les alluvions de Balangero permet, à la faveur de la riche diversité pétrographique des galets et des blocs qui les composent, d'analyser finement la progression de l'altération des roches et des minéraux, de la base vers le sommet d'un profil d'environ 40 m de haut. L'étude conduit à mettre en évidence la succession chronologique des phénomènes d'altération et de pédogénèse, débouchant sur une interprétation applicable à tout le piedmont italien des Alpes.

Au Nord de Turin, pédogénèse et altération se sont exercées sur des alluvions formées de roches très résistantes. Le lit mineur de la Stura di Lanzo montre, en période de basses eaux, de grands seuils émergés, constitués de galets et de blocs dont la longueur atteint couramment 40 cm. Ils sont tous durs et cohérents, les éléments altérés ou fragilisés s'étant trouvés systématiquement détruits au cours de leur transport par les eaux tumultueuses d'une rivière d'origine montagnarde. Ils proviennent du massif de Sessia-Lanzo drainé par la partie amont du réseau de la Stura et appartiennent pour beau-

coup d'entre eux à la catégorie des ophiolites souvent appelées "roches vertes". Le spectre pétrographique est important à considérer compte tenu du rôle fondamental du matériau parental dans la différenciation des altérations et dans le développement de la rubéfaction. Les galets les plus fréquemment rencontrés sont composés des roches suivantes¹⁾:

- serpentines, nombreuses, assez variées d'un point de vue pétrographique. Il s'agit de roches massives résultant de l'altération hydrothermale, subie in situ dans le massif alpin, soit par des péridotites qui font partie des roches éruptives les plus basiques, soit par des gabbros un peu moins basiques que les péridotites,
- lherzolites, qui sont des péridotites à olivines et pyroxènes,
- amphibolites, parmi lesquelles existent notamment des roches très dures à amphiboles oxydées,
- hornblendites,
- pyroxénites qui sont des roches très dures à grain fin, à quartz et biotites très rares,
- dolérites qui sont de vieux basaltes à structure microgrenue,
- leucogabbro à tendance doléritique,
- granites, très peu nombreux,
- micaschistes à grain fin, à chlorite et séricite,
- micaschistes à chlorites,
- micaschistes et gneiss très phylliteux à deux micas, grenat et andalousite,
- gneiss très variés comportant: gneiss à grains moyens, à micas, feldspaths et quartz plus ou moins homogénéisés; gneiss amphibolique à amphiboles, feldspaths et quartz, comportant peu de micas; gneiss rubannés dans la catégorie desquels existent des gneiss ocellés à tendance embréchtique et des gneiss ocellés à porphyroblastes de feldspaths potassiques encerclés par les autres minéraux; gneiss très complexes à chlorite, muscovite et grenat; gneiss leptynitiques,
- leptynites qui sont des roches métamorphiques, riches en feldspaths et quartz et pauvres en micas, parmi lesquelles se rencontrent ici des leptynites riches en feldspaths potassiques, à grenats et à biotites rares et chloritisées,
- embréchtites qui sont des gneiss rubannés, plus métamorphisés que les gneiss ocellés, faisant partie des migmatites, à lits continus de feldspath et de micas alternés, comportant souvent des grenats,
- asbestes, composés d'un minéral fibreux associé à la serpentine,
- serpentines.

Le spectre pétrographique qui compose les alluvions du lit de la Stura di Lanzo comporte donc beaucoup de roches microgrenues basiques ou ultra-basiques qui, à latitude tempérée, se montrent très résistantes à l'altération météorique. Toutes les roches citées ci-dessus vont se retrouver dans les différentes terrasses, avec des serpentines

¹⁾ L'identification des roches a été faite sur le terrain en collaboration avec J. Dejou et F. Seddoh et à l'aide de lames minces par J. M. Pinto.

abondantes le long de la Stura di Lanzo et une dominante de micaschistes le long de la rivière Malone sur la bordure nord-est du cône (Fig. 1C). Il s'agit d'un stock pétrographique à caractère très spécifique mais qui comporte de nombreux gneiss et des amphibolites, roches entrant dans la composition des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires sur l'ensemble des piedmonts alpins. Les éléments calcaires font défaut étant donné la constitution géologique et lithologique du bassin d'alimentation intra-montagnard.

L'influence des paléoclimats sur les transformations subies par ces matériaux, sera examinée dans les chapitres ci-dessous. Le climat actuel du piedmont sud-alpin est caractérisé par des températures moyennes annuelles qui, du pied de la montagne à la plaine du Pô, s'élèvent de 10 à 13 °C. A Turin, elles connaissent un minimum voisin de 0 °C en Janvier et un maximum de l'ordre de 23 °C en Juillet. Les précipitations moyennes annuelles sont de 2 000 à 1 500 mm sur la bordure montagneuse et décroissent progressivement jusqu'à 800 mm vers la vallée du Pô. Ainsi sur le cône de la Stura di Lanzo, elles passent de 1 500 mm au Nord à 1 100-1 000 mm à Cirié et 1 000-900 mm à Volpiano. Minimales en hiver (40 mm en Janvier à Lanzo), elles présentent deux maximums de printemps et d'automne (160 mm en Mai et 138 mm en Octobre à Lanzo) qui encadrent un minimum secondaire d'été (80 mm en Juillet à Lanzo). Ces valeurs sont très proches de celles enregistrées entre Côme et Milan (Lentate-Seveso), région à laquelle il sera fait référence dans cette étude, où les précipitations moyennes annuelles sont de 1 400 mm, avec deux maximums de 180 mm en Mai et 136 mm en Octobre. Le fléchissement des précipitations estivales exprime l'influence modérée du climat méditerranéen.

2. 2. Essai de datation des sols sur alluvions fossilisés par des limons loessiques au Nord de Turin et de Milan

Dans le Piémont et en Lombardie, des sédiments silteux disposés en couches clairement différenciées, s'étendent largement à la surface des terrasses ou s'appuient au flanc des collines morainiques. Au Sud du cône de la Stura di Lanzo, Penck et Brückner (1909) avaient déjà reconnu l'existence du "loess calcaire à faune conchylienne" de la colline de Turin. Au sommet des sédiments glaciaires de l'amphithéâtre morainique de Rivoli et des alluvions fluvio-glaciaires qui leur sont associées, ils ont distingué d'une part, le loess calcaire de Rivoli-Alpignano (2 m d'épaisseur près d'Alpignano et environ 10 m au Sud de Rivoli) et d'autre part, le "lehm rouge" et "brun orange" compact, non fossilifère, recouvrant les moraines externes les plus anciennes de Rivoli et les formations fluvio-glaciaires associées de Beinasco.

Des sédiments semblables à ceux de Beinasco ont été identifiés comme des loess altérés par Fränze (1965, 1969) qui en a réalisé la cartographie et l'étude sédimentologique

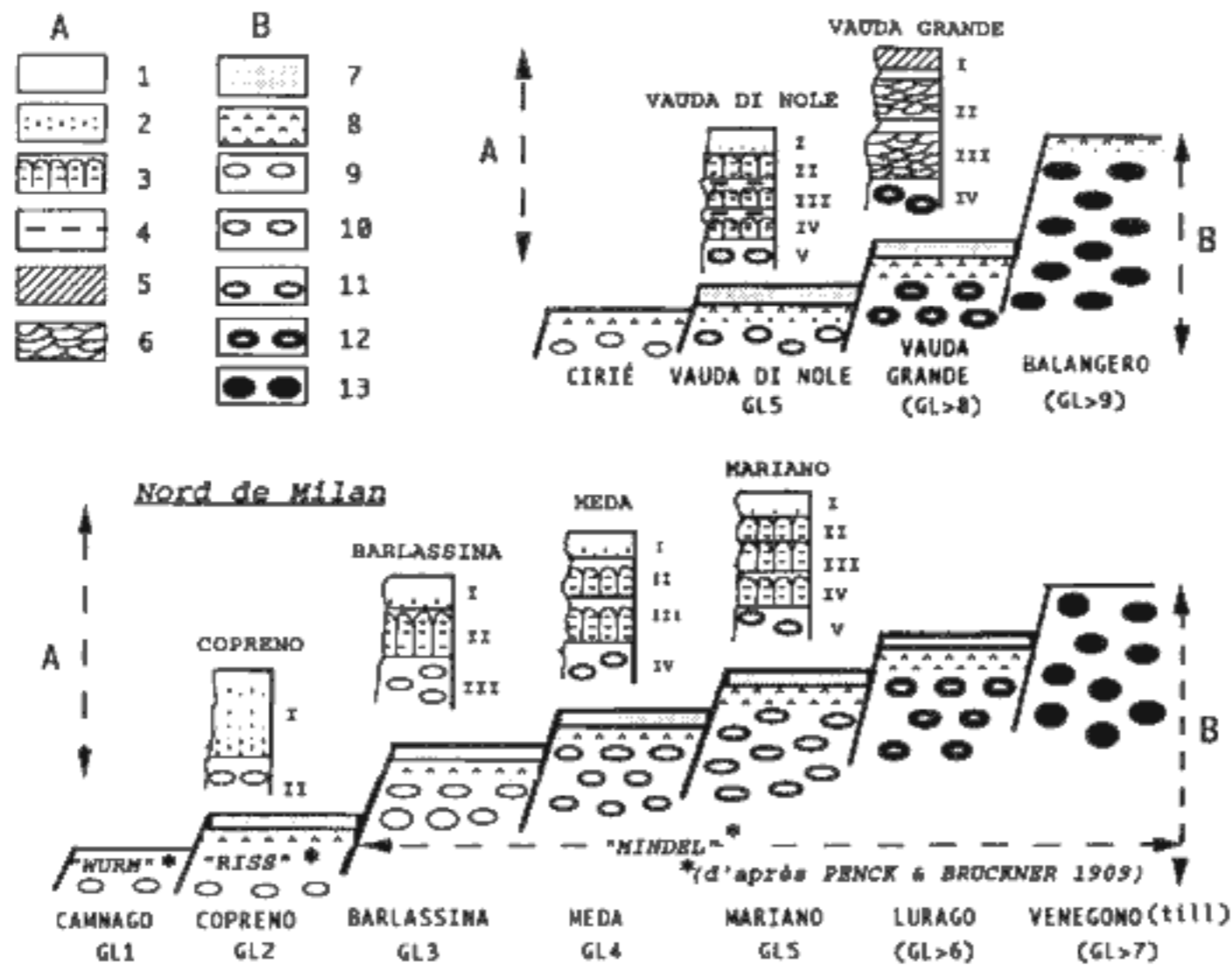
et pédologique, dans toute la région nord du Pô. Au Nord de Milan, ces dépôts ont été décrits par Ugolini et Orombelli (1968) puis l'analyse détaillée de la couverture silteuse de Copreno datant du dernier glaciaire (Würm des Alpes) a conduit Orombelli (1970) à confirmer son origine éolienne. De part et d'autre de la plaine du Pô, sur la bordure apennine au Sud et dans la région de l'Adda au Nord, Cremaschi (1978, 1983, 1987) a étudié les pédogénèses affectant des superpositions de matériaux silteux qu'il considère comme des loess. Dans les régions nord de Milan et de Turin, des sédiments de même type ont été désignés comme des limons loessiques par Billard (1973a et b, 1985, 1993) marqués par des remaniements liés au ruissellement et très localement à l'action du gel (Derbyshire et al., 1988). Précédemment, Fränzle (1969) d'après ses observations et celles de Mancini (1960), indiquait que dans le Piémont et en Lombardie "les dépôts loessiques superficiels ont subi une altération sous forme de sols bruns lessivés ainsi que de pseudo-gley". Il ajoutait que : "leur altération est particulièrement intense dans les couches loessiques minces, sur des paléosols interglaciaires empêchant le drainage (localité type, Vauda di Front-Canavese)". Cette localité est située sur le cône de la Stura di Lanzo et des coupes voisines seront étudiées ci-après. Au sommet des terrasses (regroupées dans le "Diluvium" par Mattiolo et al. 1925), les "Vaude" sont de vastes surfaces, imperméables et peu fertiles, liées aux limons compacts, de couleurs contrastées qui recouvrent les alluvions. Quelle part de la pédogénèse affecte les alluvions et quelle part les limons sus-jacents? Sur quelle épaisseur et avec quelle intensité en observe-t-on les effets sur l'un et l'autre de ces matériaux, au sommet des différentes terrasses étagées? S'attacher à l'étude de ces problèmes revient à tenter de reconstruire la succession des événements climatiques à partir de la différenciation des sols quaternaires sud-alpins.

Dans les chapitres qui font suite, les interprétations tirées de l'analyse des dépôts et des paléosols, sur chaque élément principal du relief c'est à dire sur chaque grande terrasse, s'appuieront sur une comparaison avec la région nord de Milan (Fig. 3) où la série stratigraphique paraît remarquablement bien enregistrée (Billard 1973a, 1993). Reliées en amont aux moraines terminales du glacier de Côme, six terrasses constituées par des formations fluvio-glaciaires distinctes s'étendent jusqu'au Nord de Milan. S'y accole, à leur extrémité nord-ouest, une septième formation plus ancienne correspondant aux dépôts glaciaires qui composent l'arc morainique le plus externe du système de Côme. Les sols lessivés développés au sommet de ces formations montrent un changement progressif mais très clair, à la fois dans leur couleur brune ou rouge, dans leur épaisseur et dans l'intensité de l'altération qui affecte différemment les galets de roches alumino-silicatées d'une part, basiques et ultrabasiques d'autre part (Billard 1973a, 1993). De plus, les terrasses sont très continuellement recouvertes de sédiments loessiques peu épais (2 à 3 m au total), à contact ravinant, régulièrement superposés et affectés de phénomènes de pédogénèse. Ces derniers

ont entraîné la formation d'un sol lessivé cryodégradé sur chaque sédiment loessique (Billard 1980b), la cryodégradation n'affectant cependant pas le sol holocène. L'on constate qu'en allant de la plus basse à la plus haute des cinq terrasses les plus récentes, le nombre de sédiments loessiques, superposés au dessus des alluvions, s'accroît régulièrement d'une unité (Billard 1993). Au sommet des deux unités de relief plus anciennes, les séquences deviennent plus variables, étant plus affectées par l'érosion et présentant plus de hiatus. L'on note également que le degré de développement des sols lessivés augmente régulièrement avec l'âge des sédiments sur lesquels ils se sont formés.

Chaque ensemble alluvion-sol et sédiment loessique-sol a été attribué à un cycle climatique complet exprimé par un dépôt de période glaciaire et par un sol lessivé formé pendant l'interglaciaire suivant puis tronqué et dégradé à la fin de celui-ci (Billard 1973a, 1980b; Billard et Fedoroff 1977). L'équivalence admise entre sol lessivé (brun ou rouge) et interglaciaire rejoint les conclusions apportées en Europe du Nord-Ouest et particulièrement en Normandie par Lautridou (1985) ainsi qu'en Alsace à Achenheim par Lautridou et al. (1985), Rousseau et Puissegur (1990). Elle peut être discutée dès lors que des sols lessivés, placés dans le courant du dernier glaciaire, ont été décrits dans les dépôts loessiques ou colluviaux de l'Italie du Nord (Baroni et al. 1990), du bassin Aquitain (Bertran et Texier 1990) et de la partie nord-occidentale de l'Europe (Van Vliet-Lanoé 1986; Van Vliet-Lanoé et al. 1992). Il ne semble pas y avoir lieu cependant, de changer l'interprétation des séquences du Nord de Milan. Dans cette région, les pédogénèses et altérations sur alluvions des terrasses ont un degré de développement, similaire à celui étudié ci-après au Nord de Turin, qui ne laisse pas de doute sur leur origine interglaciaire. Il faut relever la forte similarité du sol développé sur le limon loessique rencontré à la base de chaque séquence avec le sol sur alluvions de la terrasse placée immédiatement en contrebas. De plus, il faut rappeler que le développement des sols décroît progressivement avec l'âge des limons, comme avec celui des alluvions. Tel ne serait pas le cas s'ils s'étaient formés en conditions tantôt interglaciaire et tantôt glaciaire ou interstadiaire. L'on a affaire à des séquences très contractées, présentant des lacunes d'enregistrement liées à l'érosion des sédiments et à la forte troncature des sols et dans lesquelles, plus nettement encore qu'en Aquitaine (Bertran et Texier 1990), ne s'est conservée que la trace des événements majeurs.

L'on retient donc la possibilité d'identifier ici une série de périodes glaciaires et interglaciaires, désignées par les sigles GL et IGL, conformément à la méthode utilisée par Šibrava et Billard (1986) et comme il a été fait à l'Ouest du plateau bavarois (Billard 1987). L'attribution d'un chiffre aux sigles GL et IGL indique l'ancienneté relative des périodes concernées. Par convention, GL1 et GL2 désignent respectivement le dernier et l'avant dernier glaciaire (corrélés avec les Stades $\delta^{18}\text{O}$ 2-4 et 6), IGL1 le dernier



3. Représentation schématique des relations entre terrasses, alluvions, sédiments loessiques et paléosols sur le cône de la Stura di Lanzo (en haut) et dans la région nord de Milan (en bas). A: série des sédiments loessiques et des paléosols (numérotés I, II ... V) au dessus des alluvions; 1 - horizon A pâle; 2 - horizon légèrement tacheté; 3 - fragipan à veines grises et jaunes; 4 - horizon Fe (à Robassomero); 5 - horizon rouge tacheté (à Massa Trucat); 6 - horizon rouge fortement bigarré à veines anastomosées sub-horizontales, grises et jaunes (à Massa Trucat). B: formations superposées et caractères de l'altération des alluvions: 7 - sédiment loessique; 8 - limon de crue; 9-13 - alluvions avec les différences suivantes dans les horizons Bt et dans l'altération des roches basiques et ultra-basiques: 9 - horizon Bt brun ou brun-rougeâtre sans cortex rougeâtre ou rouge autour des galets; 10 - horizon Bt rougeâtre et galets à mince cortex rougeâtre; 11 - horizon Bt rouge et galets à mince cortex rouge; 12 - horizon Bt rouge épais et galets à large cortex rouge; 13 - horizon Bt rouge épais et galets altérés rouges à coeur. GL: cf tabl. 1.

-Schematic stratigraphical relationships between terrace gravels, loessic silts and palaeosols to the north of Torino and the north of Milan.

interglaciaire (corrélé avec le Stade $\delta^{18}O$ 5), etc. Les sigles sont placés entre parenthèses quand la datation proposée pour une unité donnée, ne peut s'appuyer sur l'analyse des sédiments sus-jacents. Au Nord de Milan (Fig. 3), les unités sédimentaires (alluvions et sédiments loessiques) les plus récentes s'échelonnent de GL1 à GL5 (Stades $\delta^{18}O$ 2-4 à 12), en alternance avec les pédogénèses relevant des interglaciaires IGL1 à IGL4 (Stades $\delta^{18}O$ 5 à 11). Il est possible qu'il existe un hiatus stratigraphique d'une part, entre la terrasse de Mariano rapportée à GL5 et celle de Lurago qui la précède et d'autre part, entre celle-ci et les moraines adjacentes mais plus anciennes de Venegono. De sorte que l'attribution des formations correspondantes aux glaciaires (GL6) pour Lurago et (GL7) pour Venegono est très incertaine et ne peut être proposée qu'à titre de datation minimum.

Dans la région nord de Turin, l'étagement des terrasses paraît moins complet qu'il ne l'est au Nord de Milan (Fig. 3), ce qui peut être lié à des superpositions de nappes d'alluvions. De plus, les limons loessiques sont mal représentés à la surface des basses et moyennes terrasses

du cône de la Stura di Lanzo qui ne pourront être comparées à celles de Milan qu'au moyen de l'altération de leurs alluvions. Ils se montrent au contraire très continus et d'épaisseur très régulière à la surface des hautes terrasses, de sorte que l'on dispose d'un jalon stratigraphique constitué par les niveaux de Vauda di Nole et de Robassomero. En outre des limons altérés relativement épais recouvrent la surface des très hautes terrasses. Ils présentent des hiatus importants particulièrement à leur partie supérieure et ne permettent qu'indirectement, par comparaison avec les séries de sédiments et de sols de hautes terrasses, de tenter une classification stratigraphique approchée (Billard 1993). L'étude de ces niveaux permet cependant d'identifier des cycles climatiques glaciaires-interglaciaires qui sont enregistrés d'une manière particulièrement spectaculaire dans les sols rouges développés sur les limons loessiques et les alluvions.

2. 3. Méthodes d'analyse des paléosols

Dans l'étude des paléosols, l'accent a essentiellement été mis d'une part, sur l'analyse minéralogique des matrices et galets provenant des alluvions altérées et d'autre part, sur leur étude micromorphologique ainsi que celle des couvertures de limons loessiques sus-jacents. Deux groupes de blocs et de galets ont été sélectionnés, formés de roches alumino-silicatées et de roches basiques et ultra-basiques. Cette approche a été largement utilisée sur le piedmont italien des Alpes par Billard (1973b, 1975b, 1977). Plusieurs techniques ont été mises en oeuvre pour étudier l'altération des matrices et des roches alumino-silicatées:

- l'analyse minéralogique de la fraction $< 2 \mu m$. L'extraction de la fraction fine des galets altérés est précédée d'un broyage modéré. La préparation des échantillons est opérée selon la méthode de Bétremieux pour la détermination des minéraux argileux (Robert et Tessier 1974). Celle-ci est assurée par diffractométrie des rayons X (anticathode cobalt), analyse thermodifférentielle et analyse thermopondérale (cette dernière permettant une évaluation semi-quantitative de la kaolinite et le cas échéant de la gibbsite). L'objectif est de suivre le développement des différentes catégories de minéraux argileux qui se substituent aux minéraux primaires, se relayant les uns les autres au fur et à mesure de la progression et de l'intensification de l'altération. Ce développement est saisi, d'une part de

la base vers le sommet du profil dans un paléosol donné et d'autre part, dans la série des paléosols développés au sommet des terrasses étagées. L'analyse minéralogique a aussi été pratiquée sur des minéraux isolés, biotite, muscovite, plagioclases, feldspaths potassiques... Ces travaux sur la minéralogie des argiles ont été effectués en relation avec le Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen (M. N. Le Coustumer, M. Rivaille), le Laboratoire de Géographie Physique à Paris (C. Richard, P. Cortyl), la station d'agronomie de l'INRA de Chateauroux (J. Dejou, C. Chaumont) et la Station de Science du Sol de l'INRA à Versailles (M. Robert, D. Tessier), avec la participation de T. Muxart et F. Seddoh.

- la micromorphologie sur lames minces de roches préalablement consolidées. Les examens au microscope optique permettent de saisir dans les galets les transformations de minéraux et d'observer très précisément, dans le cas des altérations les plus fortes, l'évolution différentielle de ceux-ci et l'origine des minéraux argileux. Sur les matrices la micromorphologie permet de reconstituer les différentes phases d'illuviation qui se succèdent au sein des horizons Bt au cours de la formation d'un paléosol (Fedoroff et Courty 1994). Elle a donné des résultats d'une grande précision dans l'étude des grands sols rouges. Tous les échantillons ont été observés sur lames de grande dimension dites "lames mammoth". Il a paru nécessaire de rechercher une présentation et une formulation aisément accessibles aux non-spécialistes de sorte que l'on n'a pas utilisé ici la terminologie de Brewer. L'ensemble des travaux de micromorphologie a été réalisé au Laboratoire de Science des Sols de l'INA-PG en collaboration avec N. Fedoroff.

L'étude de l'altération des galets de roches basiques et ultrabasiques permet l'identification de différents sols rouges. L'altération se manifeste par le développement de cortex à la périphérie des galets dont le coeur demeure soit moins altéré, soit très dur et cohérent. Sur le piedmont pyrénéen français Icole (1973) a procédé systématiquement à des bilans géochimiques en comparant la composition pondérale et volumétrique de la roche saine et altérée constituant d'une part, le noyau sain et d'autre part, le cortex des galets; cette méthode lui a permis de mettre en évidence la progression de l'altération sur galets de même nature pétrographique prélevés dans les terrasses étagées. Dans le cas présent sur le piedmont italien des Alpes quelques analyses chimiques totales ont été pratiquées en relation avec J. Dejou et C. Chaumont (INRA) et avec A. Andrieu (Laboratoire de Géographie Physique à Paris). Elles ont été complétées par des observations au microscope électronique à balayage sur échantillons de galets de roches basiques et ultrabasiques altérées de la Stura di Lanzo, en relation avec L. M. Bresson, Laboratoire de Science des Sols de l'INA-PG. Les observations de terrain ont systématiquement porté sur l'épaisseur des cortex rouges ameublés à la périphérie de ces galets et sur son accroissement de bas en haut dans les profils pédologiques et en fonction de l'ancienneté des paléosols considérés. La

terminologie pédologique se référera principalement à la classification CPCS (1967). Quelques correspondances ont été établies avec la classification du Référentiel Pédologique (Baize et Girard 1992).

2. 4. Remarque

Les considérations qui précèdent ont mis l'accent sur la complexité de la série stratigraphique qui s'exprime dans les paysages et dans les formations. Elles ne sauraient cependant faire oublier l'attachement de nombreux auteurs au schéma de Penck et Brückner (1909) et à la commodité que le concept de "grand interglaciaire" continue d'offrir à titre de repère stratigraphique simple. C'est dans ce contexte qu'il convient de poser les problèmes à partir du cas de la Stura di Lanzo. Dans la série stratigraphique identifiée sur ce grand cône, si l'interglaciaire "Mindel-Riss" existe il devrait aisément se signaler 1) à la faveur d'une dénivellation particulièrement marquée entre deux terrasses et 2) par un contraste dans le développement des sols et des altérations de part et d'autre de cette dénivellation majeure. Pour vérifier ou réfuter cette acception, les terrasses seront examinées successivement en partant des plus basses pour remonter jusqu'aux plus hautes d'entre elles.

3. Une altération rapide et très sélective sur les alluvions des basses et moyennes terrasses

Les basses terrasses s'étendent, avec une extension très inégale, de part et d'autre du lit majeur de la Stura di Lanzo. Sur la rive gauche, la terrasse de Cirié se développe continûment, sur 25 km de longueur, avec une pente longitudinale de 10 ou 11 ‰ depuis l'extrémité amont du cône jusqu'aux alentours du Pô. Elle s'évase très largement vers l'aval, passant par Mathy, Grosso, Nole, Cirié, St Maurizio, Caselle et Leini (Fig. 1C et 2). En contrebas, une série de gradins, dépourvus de coupe, descend vers le lit majeur de la Stura di Lanzo. Ils correspondent probablement à des niveaux d'érosion entaillés dans les alluvions de la terrasse de Cirié ou les remaniant. Sur la rive droite, les basses terrasses n'occupent qu'une étendue restreinte à la partie amont du cône, formant les gradins faiblement étagés de Vastalla et de Grange di Nole (Fig. 2 et Tabl. 2) qui se décompose en plusieurs gradins s'échelonnant jusqu'au lit majeur de la Stura di Lanzo. Entre ces gradins et les hautes terrasses, subsiste une étroite lanière, appelée ici terrasse moyenne de Cafasse de 18 m d'altitude relative. Il ne semble pas subsister, sur la rive gauche, de niveau équivalent à celui de Cafasse. Ceci attire immédiatement l'attention sur la difficulté de reconstituer la série stratigraphique à partir des seules données topographiques.

Une grande coupe naturelle entaillant la terrasse sud du village de Vastalla, met à jour deux formations superposées de faciès très différents, à contact ravinant et dont l'âge pourrait différer fortement. La nappe d'alluvions supérieure

visible entre 5 et 8 m de profondeur environ, présente une matrice sableuse, meuble, dépourvue de cohérence et d'apparence non altérée. Elle repose sur une autre nappe d'alluvions de couleur jaune à ocre, fortement oxydée, assez compactée et de granulométrie plus fine que celle de toutes les nappes d'alluvions composant les terrasses du cône de la Stura di Lanzo. Ce caractère se marque à la fois à la taille moindre des galets et à l'intercalation de longues et épaisses lentilles sableuses. La coupe dont l'accès est très difficile ne semble pas avoir été décrite dans la littérature. En revanche, des affleurements de sables très oxydés, de couleur jaune, visibles en particulier en période de basses eaux, dans les berges du lit mineur de la Stura di Lanzo, ont été signalés à différentes reprises, dès Sacco (1888) qui les attribue au Pliocène Supérieur. L'âge des alluvions inférieures de Vastalla demeure très mal déterminé.

3. 1. Altération des galets dans les profils pédologiques. Evolutions minéralogiques

Au sommet de ce groupe de basses et moyennes terrasses, ont été observés et comparés un petit nombre de profils pédologiques. A Tedeschi et à Cirié (Fig. 4 et Tabl. 3), l'altération des galets est faible. Les micaschistes se feuilletent. Les gneiss à biotite se fragmentent aisément au marteau, mais ne peuvent être cassés à la main. Les exfoliations sont plus marquées dans les galets de gneiss riches en biotites; alors que les galets de gneiss riches en quartz et en feldspaths sont cohérents ou faiblement fragilisés. De minces cortex clairs ou grisâtres ont été notés à la périphérie de galets de serpentines et de gneiss amphiboliques. A Vastalla un profil visible au sommet de la terrasse est présenté dans le tableau 4. Dans les horizons bruns visibles au sommet des alluvions, de nombreux galets de serpentine ont un petit cortex d'altération blanchâtre, tandis que d'autres s'exfolient à la périphérie. Les galets de micaschistes se délitent. Les galets de gneiss sont complètement désagrégés, soit finement, soit en assez gros fragments, ou bien le sont préférentiellement selon un cortex épais qui a pris une couleur légèrement plus rouille que le coeur, lequel demeure gris. Dans les galets de gneiss ocellés, les porphyroblastes de feldspaths potassiques ne portent pas trace d'altération. A l'examen micromorphologique les galets de gneiss des alluvions de Vastalla montrent des biotites ouvertes (avec exudation du fer) dont une proportion variable des feuilletés est chloritisée. Une telle chloritisation se retrouve dans des galets de gneiss et micaschistes prélevés dans le lit de la Stura di Lanzo. Elle est interprétée comme le résultat d'une altération in situ de la roche, intervenue antérieurement à la mise en place des alluvions. Les plagioclases sont légèrement corrodés et présentent une altération dont les produits n'ont pu être identifiés en microscopie optique. Ils contiennent souvent de petits cristaux de séricite qui n'ont subi aucune transformation. Les muscovites et les feldspaths potassiques ne sont pas altérés. Au sommet des alluvions de la terrasse

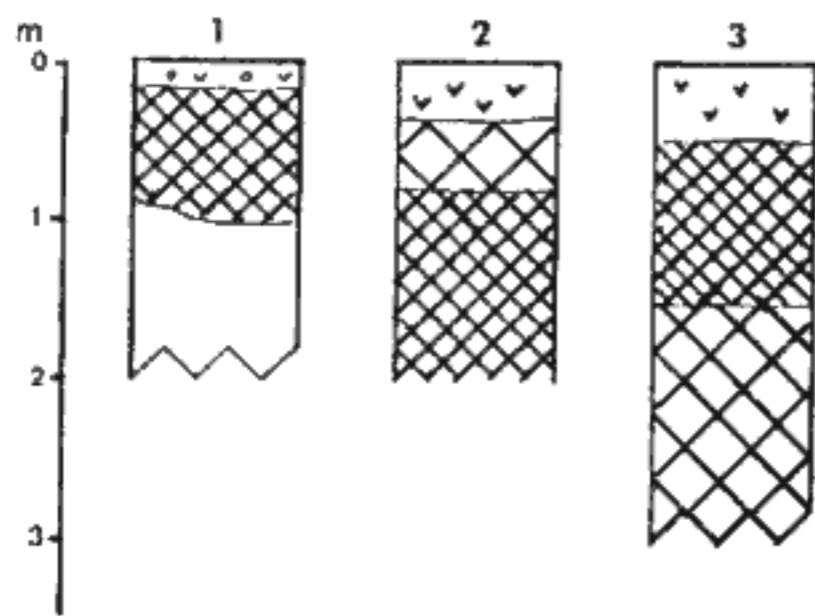
Tableau 3: Profil de Tedeschi (Terrasse de Cirié) (Carte topographique 1/25.000, Volpiano F°56 I S.O.); the Tedeschi soil profile (Cirié terrace)

Horizon de 0 à 20 cm - Sur limon à gravillons et à fragments de galets cassés, épars :
Brun grisâtre 10YR5/2 au sommet passant à jaune orange terre 10YR6/4 à la base. Structure polyédrique. Transition nette.
Horizon de 20 à 80-105 cm - Sur alluvions :
Matrice brun jaune terre 10YR4/3 passant à 10YR5/3 à la base. Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique devenant très instable à la base. Revêtements minces 7,5YR4/4 préférentiellement localisés à la surface des galets. Transition diffuse.
Horizon de 80-105 à 200 cm - Sur alluvions :
Matrice jaune orange terre 10 YR 6/4. Texture sablo-argileuse. Structure particulière.

Tableau 4: Profil de Vastalla (Carte topographique 1/25.000, Fiano F°56 IV S.O.); the Vastalla soil profile

Horizon de 0 à 40 cm - Sur limon :
Jaune orange 10YR8/4. Texture limoneuse. Structure polyédrique. Matériau poreux, friable. Limite inférieure très nette.
Horizon de 40 à 65 cm - Sur limon :
Jaune orange terre 10YR7/4. Nombreuses taches irrégulières, à limites nettes, brun jaune vif 10YR6/6 et jaune pâle 10YR8/3. Quelques petites taches noires éparses. Structure polyédrique Transition graduelle.
Horizon de 65 à 85 cm - Sur limon :
Jaune orange terre 10YR7/4. Taches brun jaune vif 10YR6/6 plus cohérentes que l'ensemble du limon et passant à la base à des concrétions. Taches gris clair 10YR8/2, moins cohérentes que l'ensemble du limon. Taches noires, petites au sommet, passant à des pellicules à la base. Structure polyédrique à prismatique. Quelques revêtements brun vif 7,5YR5/6. Transition graduelle.
Horizon de 85 à 100 cm - Sur alluvions :
Matrice brun jaune vif 10YR6/8. Taches et pellicules brun sombre 10YR3/3 à noires 10YR2/1, très nombreuses. Taches gris clair 10YR8/2. Texture argilo-sableuse. Structure prismatique. Revêtements brun vif 7,5YR5/8. Transition graduelle.
Horizon de 100 à 200 cm - Sur alluvions :
Matrice jaune orange terre 10YR6/4, passant à 10YR7/4 à la base. Pellicules brun jaunâtre 10YR6/6 et brun sombre 10YR3/3 à la surface des galets, de moins en moins abondantes vers la base. Texture sablo-argileuse. Structure polyédrique, instable à la base.

de Cafasse, un profil visible sur 3 m est schématisé sur la figure 4 et décrit dans le tableau 5. Beaucoup de gravillons et de petits galets de serpentine sont ameublés et ont pris une couleur jaune orange 7,5YR7/8. Des galets de schiste sont délités. La majorité des galets très abondants de serpentine ainsi que ceux de gneiss rubannés demeurent non altérés.



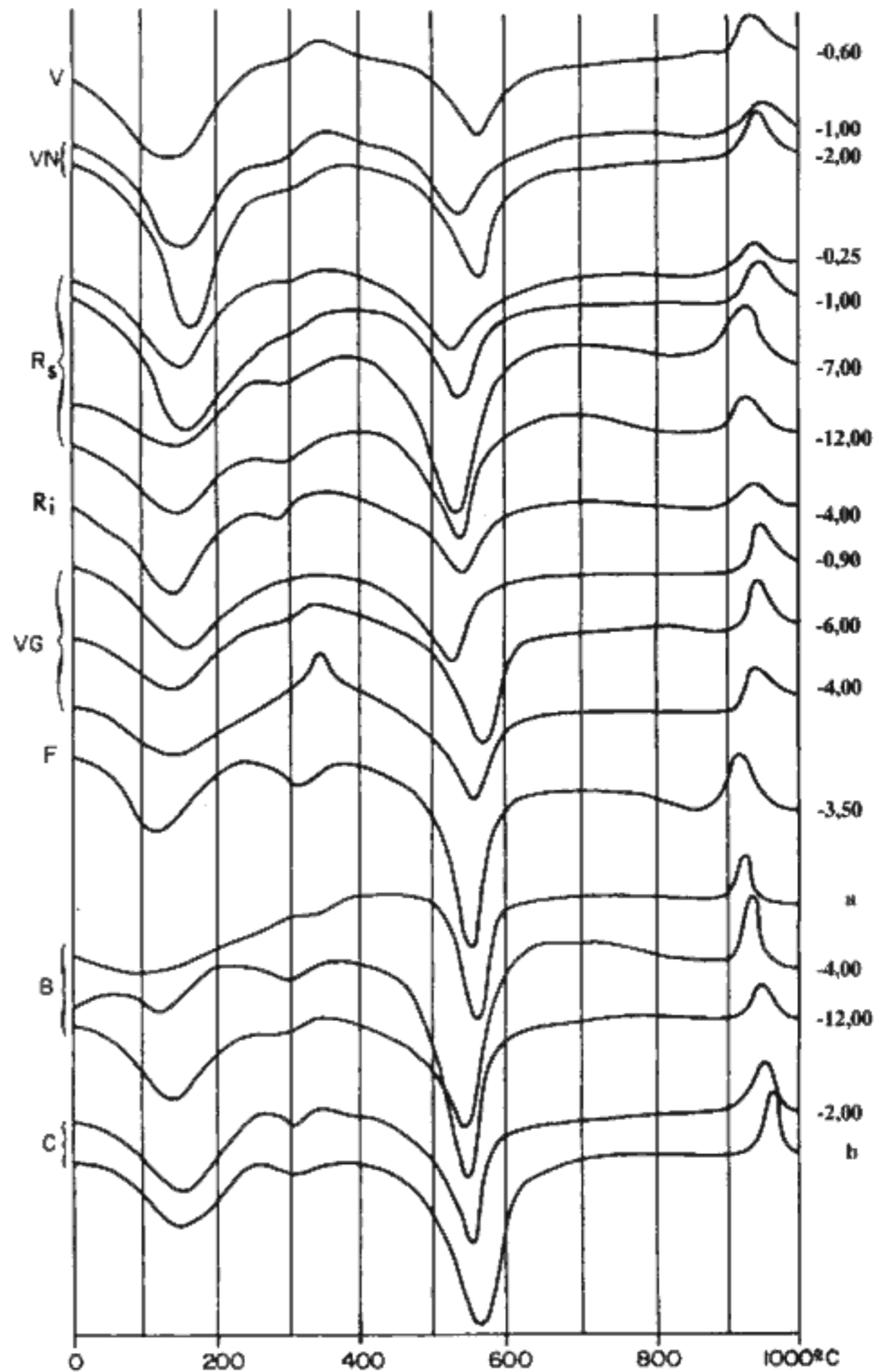
4. Profils pédologiques sur les basses et moyennes terrasses de la Stura di Lanzo; 1 - Cirié-Tedeschi, 2 - Vastalla, 3 - Cafasse.

Pedological profiles developed on the low and middle terraces of the Stura di Lanzo alluvial fan.

A Vastalla, dans la matrice prélevée à -60 cm, l'analyse minéralogique de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ par RX, ATD (Fig. 5) et ATP (Fig. 6) révèle la présence de: kaolinite (estimée à 26,5 % en poids de la fraction $< 2 \mu\text{m}$); illite ouverte, passant à un interstratifié illite-vermiculite (I-V); vermiculite; minéral à comportement de vermiculite alumineuse; chlorite d'importance modérée. La matrice de Cafasse prélevée à -50 cm sous le sommet des alluvions comporte de la kaolinite, estimée à 24 %; de l'illite, faiblement représentée; de la vermiculite; un minéral à comportement d'intergrade alumineux et de la gibbsite en faible quantité (Fig. 6).

Dans quatre galets de gneiss désagrégés, prélevés à la partie inférieure de l'horizon Bt de Vastalla et dont a été extraite et analysée la fraction $< 2 \mu\text{m}$, les mêmes techniques ont mis en évidence les mélanges de minéraux suivants (Fig. 7 et 8):

- R184 (gneiss phylliteux, riche en micas, très pauvre en feldspath): kaolinite très faible aux rayons X, estimée à 7 % d'après l'ATP; illite; interstratifiés I-V très fortement développés; gibbsite apparaissant nettement à l'ATD bien que n'étant présente qu'en très petite quantité (1,4 %) d'après l'ATP;
- 70R7 (gneiss à grain moyen, riche en biotite): kaolinite en quantité modérée (18,6 % d'après l'ATP); illite (29,3 % d'après le dosage de K_2O); interstratifiés I-V; minéral à comportement de vermiculite alumineuse; chlorite;
- 70R26 (gneiss grain moyen, biotite et muscovite): kaolinite modérée d'après les rayons X, estimée à 24,5 % par l'ATP; illite fortement représentée; minéral à comportement d'intergrade alumineux;
- R3 (gneiss riche en plagioclases): kaolinite



5. Courbes d'analyses thermic différentielle de matrices (fraction $< 2 \mu\text{m}$) prélevées à diverses profondeurs (en m) dans plusieurs terrasses du cône de la Stura di Lanzo. V - Vastalla, VN - Vauda di Nole, R - Robassomero (les profondeurs de -0,25, -1 m, et -4 m correspondent aux alluvions supérieures, celles de -7 et -12 m aux alluvions inférieures), VG - Vauda Grande (coupe de Massa Trucat), F - Fiano, B - Balangero, C - Corio; a, b - horizons A et B. Differential thermal analysis (DTA) from matrix ($< 2 \mu\text{m}$ fraction) sampled at various depths in several locations of the Stura di Lanzo alluvial fan.

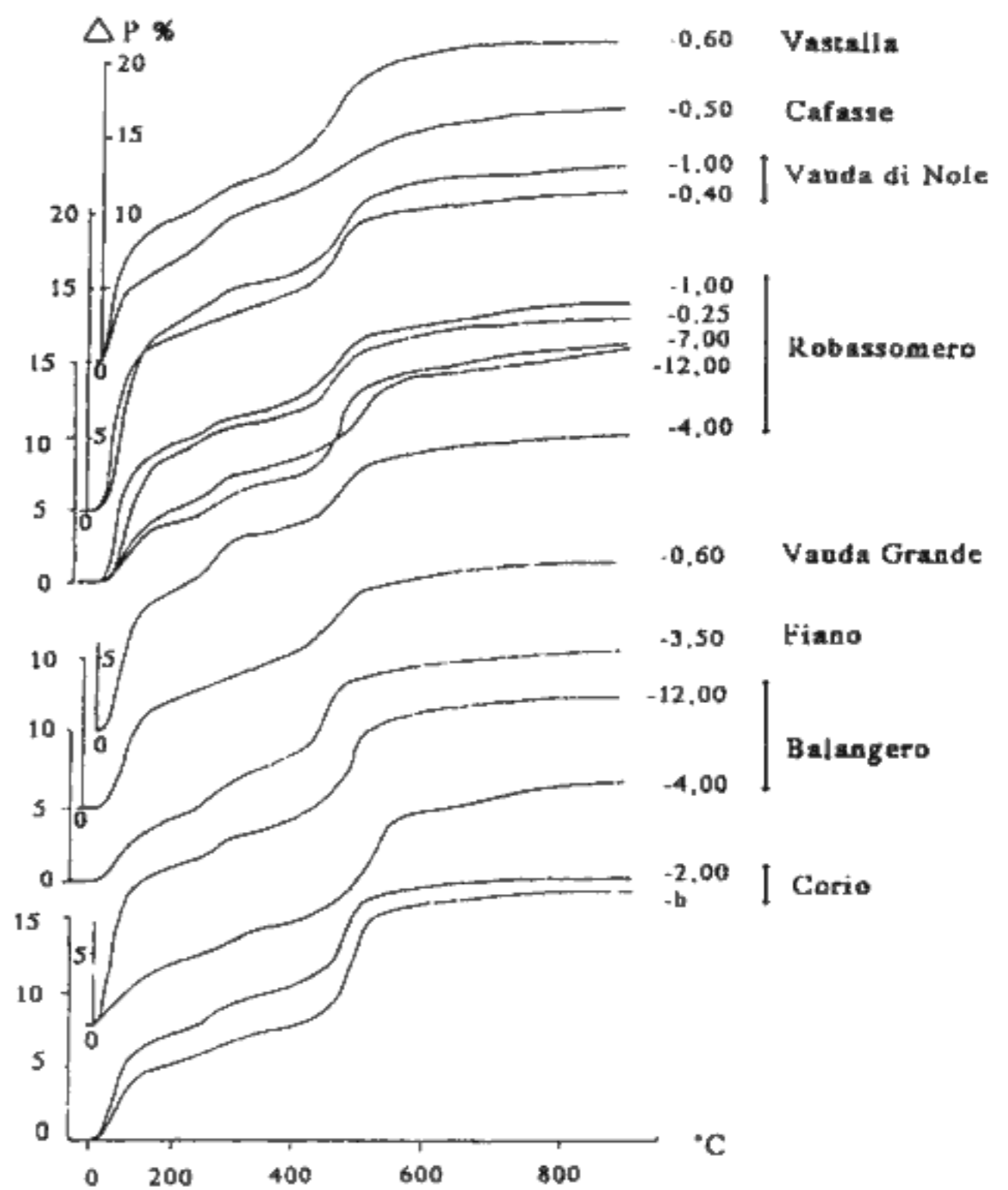
fortement représentée à l'ATD; illite faible; vermiculite; produits amorphes abondants, décelables particulièrement l'ATD; gibbsite en faible quantité.

Un minéral à 14 Å qui se bloque à 12 Å ou des valeurs comprises entre 10 et 12 Å après chauffage à 490 °C a été identifié dans presque tous les échantillons et considéré comme un minéral à comportement d'intergrade alumineux. Il peut s'agir en fait, soit d'une vermiculite à cales d'alumine interfoliaire (Jackson 1963, Dejou et al. 1977) soit d'un produit de dégradation des chlorites (Seddoh 1973) qui sont présentes dans tous les galets analysés. L'étude des altérations sur alluvions de basses terrasses ne permet pas de trancher le problème qui sera repris

plus loin après examen de l'ensemble de la séquence d'altération développée sur le cône de la Stura di Lanzo (§ 4. 7. 1.).

3. 2. Interprétation

Au sommet des basses terrasses de Cirié et Vastalla, les horizons Bt sont peu épais, de couleur allant du brun au brun-jaune. Ils s'épaississent et passent à brun-rougeâtre sur les alluvions de la terrasse moyenne de Cafasse. Il est difficile de fixer la limite inférieure des sols, faute de grandes coupes et dans la mesure où, le matériau n'étant pas calcaire au départ, il n'existe pas de repère constitué par le front de décarbonatation. L'altération des galets s'accroît progressivement depuis les plus bas niveaux jusqu'à celui de Cafasse. Il est assez difficile d'en comparer globalement les effets car le stock de serpentine est beaucoup plus fort à Cafasse que dans les terrasses en contrebas; or ce sont les micaschistes et les gneiss qui sont les plus aisément altérés et qui se fragmentent et se désagrègent en premier lieu. Dans les galets de gneiss altérés il est intéressant de considérer deux groupes de minéraux argileux, kaolinite d'une part qui s'accompagne d'un peu de gibbsite, interstratifiés illite-vermiculite (I-V) et vermiculite d'autre part et/ou minéral à comportement de vermiculite alumineuse I-V. Leur importance relative varie en relation directe avec celle des plagioclases et des biotites dans les galets examinés. Ce fait ressort nettement de la comparaison de résultats d'analyses pratiquées sur la fraction < 2 µm extraite des quatre galets de gneiss de Vastalla. Pratiquement inexistante dans le gneiss



6. Courbes d'analyses thermo-pondérales de matrices (fraction < 2 µm) prélevées à diverses profondeurs (en m) dans des terrasses de la Stura di Lanzo. b - horizon B; à Robassomero les prélèvements à -0,25, -1 m et -4 m correspondent aux alluvions supérieures et ceux de -7 et -12 m aux alluvions inférieures. Differential thermal gravity (GTD) from matrix (< 2 µm fraction) sampled in some Stura di Lanzo terraces.

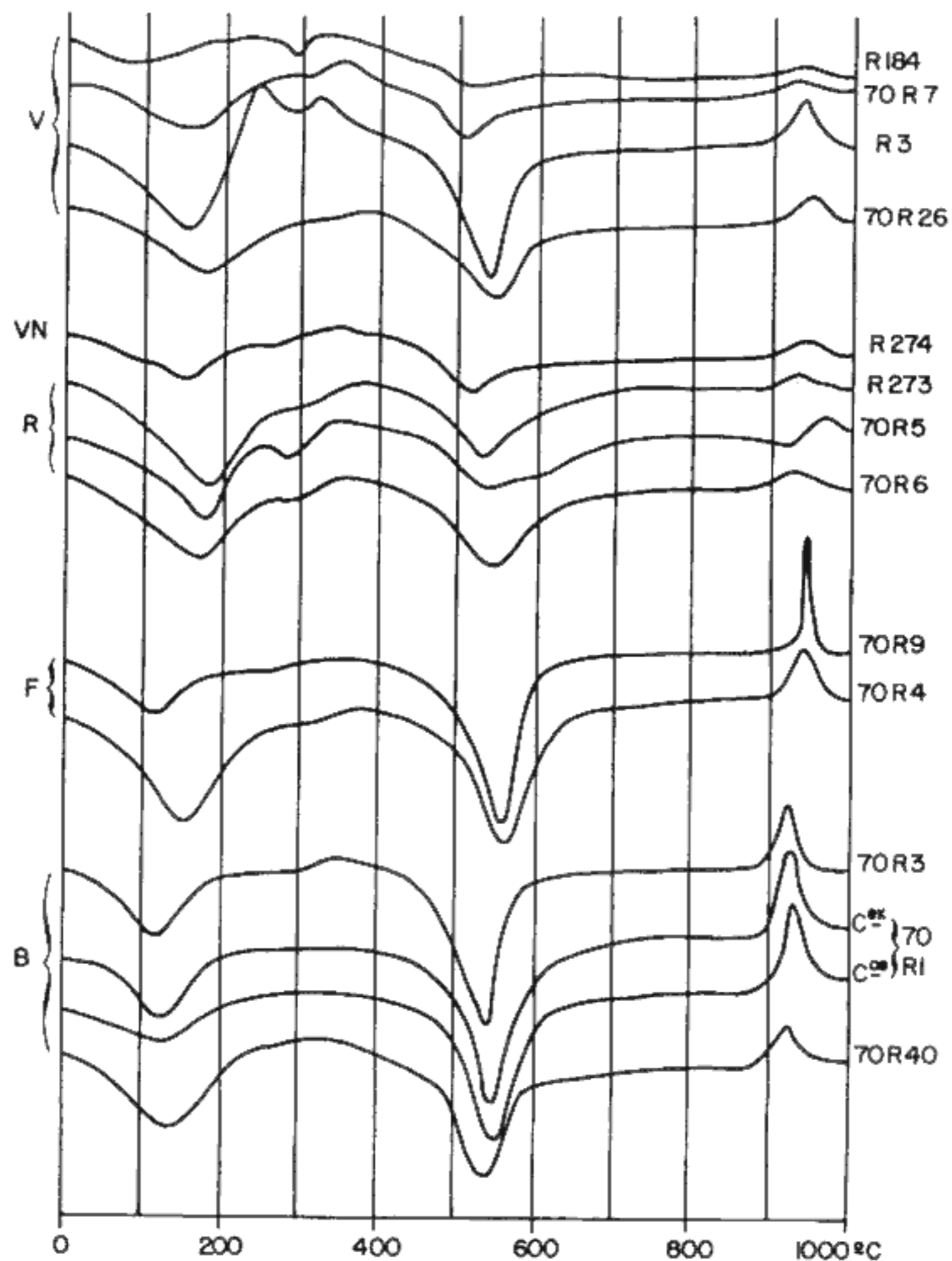
Tableau 5: Profil de Cafasse (Carte topographique 1/25.000, Fiano F°56 IV S.O.); the Cafasse soil profile

Horizon de 0 à 45-50 cm - Sur limon :
Brun grisâtre au sommet, à brun clair 10YR7/6 à la base. Structure polyédrique. Limite inférieure très nette.
Horizon de 45-50 à 120-150 cm - Sur alluvions :
Matrice brun rougeâtre* 5YR5/6. Taches noires assez abondantes à la surface des galets. Texture argilo-sableuse. Aucune effervescence. Structure polyédrique. Revêtements brun rougeâtre 5YR5/6 et brun vif 7,5YR5/6 assez abondants. Transition graduelle.
Horizon de 120-150 à 300 cm - Sur alluvions :
Matrice brun vif 7,5YR6/6. Taches noires éparses à la surface des galets. Texture sablo-argileuse. Structure polyédrique devenant instable à la base. Revêtements brun vif 7,5YR5/6, minces, peu abondants à la base.

* les valeurs 5YR (correspondant habituellement au rouge, cf Baize et Girard 1992) sont en général qualifiées de rougeâtres dans le présent travail.

R184, très pauvre en plagioclases, la kaolinite se développe modérément dans 70R7, plus nettement dans 70R26, et le plus fortement encore dans R3, en relation directe avec l'abondance des plagioclases dans ces galets. La chlorite paraît se maintenir au sein de la fraction < 2 µm dans les galets qui en contiennent au départ tels 70R7 et R3. L'illite est associée à un interstratifié I-V dans R184 et 70R7, à la vermiculite dans R3 et à un minéral à comportement d'intergrade alumineux au sein de 70R7 et 70R26. L'importance de ces minéraux paraît fonction de l'abondance originelle de la biotite dans les différents galets et ils peuvent être considérés -selon une interprétation qui sera discutée plus loin- comme les produits d'altération de ce minéral. Une double séquence évolutive caractérise l'altération des galets cristallophylliens des basses terrasses.

L'évolution minéralogique paraît affecter très sélectivement à la fois les roches et les minéraux. La composition pétrographique très diversifiée des alluvions peut expliquer le fait que l'évolution minéralogique de la matrice paraît moins forte à Cafasse qu'à Vastalla. En effet, d'après l'ATD, une faible quantité de gibbsite dont l'origine

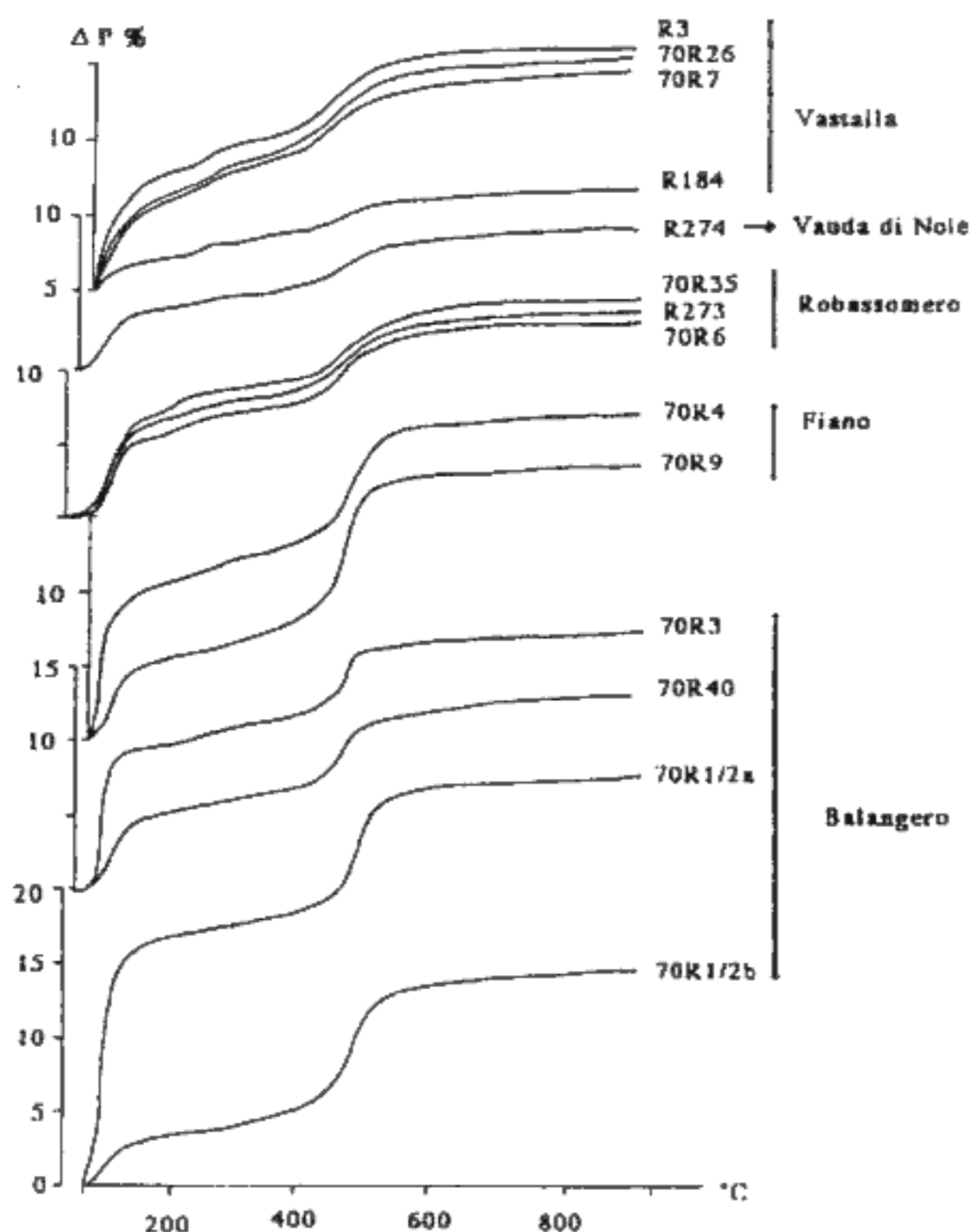


7. Courbes d'analyses thermique différentielles de galets (fraction $< 2 \mu\text{m}$) prélevés dans des terrasses de la Stura di Lanzo. V - Vastalla, VN - Vauda di Nole, R - Robassomero, F - Fiano, B - Balangero. galet 70R1/2: a - cortex (70R1), b - coeur (70R2).
Differential thermal analysis (DTA) from pebbles ($< 2 \mu\text{m}$ fraction) sampled in several locations of the Stura di Lanzo alluvial fan.

n'a pas été explicitée apparaît dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ de la matrice de Cafasse mais les pourcentages de kaolinite y sont plus modérés qu'à Vastalla. Par comparaison avec la Souabe où la kaolinite (Billard 1987) n'a été identifiée clairement qu'à partir des terrasses moyennes, il est intéressant de noter que ce minéral est mis ici en évidence dans les altérations des niveaux les plus récents. Sa présence dans la matrice mais aussi dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$ extraite de galets de gneiss désagrégés atteste de sa formation in situ dans des proportions qui peuvent être importantes dès les niveaux les plus récents. Il est logique de penser que la kaolinite s'est formée, comme dans les alluvions de Souabe, à partir de feldspaths plagioclases. Elle est probablement constituée par des cristaux de très petite taille qui ont été observés mais n'ont pu être identi-

fiés au microscope optique sur les lames faites à partir de galets préalablement consolidés. L'altération qui affecte les matériaux des terrasses basses et moyennes de la Stura di Lanzo a donné des sols bruns lessivés relativement épais. Elle présente un caractère à la fois très rapide et très sélectif dont témoigne en particulier la désagrégation des roches cristallophyliennes et les résultats de leur analyse minéralogique.

Par la faible épaisseur des profils pédologiques et le caractère assez modéré des altérations observés, en particulier sur les galets de roches cristallines d'une part, des roches basiques et ultrabasiques d'autre part, les alluvions formant les terrasses de Cirié et Vastalla s'apparentent à celles des basses terrasses de la région nord de Milan (Fig. 3). Il est proposé en conséquence de les attribuer



8. Courbes d'analyses thermo-pondérales de galets (fraction $< 2 \mu\text{m}$) prélevés dans des terrasses du cône de la Stura di Lanzo; galet 70R1/2: a - cortex (70R1), b - coeur (70R2).
Differential thermal gravity (GTD) from pebbles ($< 2 \mu\text{m}$ fraction) sampled in terraces of the Stura di Lanzo alluvial fan.

comme celles-ci (Šibrava et Billard 1986) au dernier glaciaire ou GL1 et d'attribuer le sol développé à leur sommet à l'Holocène. Il est difficile de caler la terrasse de Cafasse dans la série stratigraphique. Il faut souligner le fait que, dans les alluvions qui la composent, les galets de roches basiques et ultrabasiques ne sont affectés d'aucun début d'ameublissement et rubéfaction; en conséquence il est proposé de la corréliser soit avec la moyenne terrasse de Novedrate, soit avec la plus basse des terrasses constituant l'Altapiatura de Milan (Barlassina). La terrasse de Cafasse (Tabl. 1) rele-verait donc de GL2 ou GL3 (Stade $\delta^{18}\text{O}$ 6 ou 8) et le sol formé à son sommet de IGL1 ou IGL2 (Stade $\delta^{18}\text{O}$ 5 ou 7).

4. Un possible jalon stratigraphique (GL 5): les hautes terrasses de Vauda di Nole et de Robassomero

Les hautes terrasses de Vauda di Nole et de Robassomero (Fig. 2), de part et d'autre de la Stura di Lanzo, présentent un intérêt particulier en regard du concept du "grand interglaciaire". En effet, elles ont été classées dans le "Mindel" par Penck et Brückner (1909) suivis par Carraro et Petrucci (1969) ainsi que Gabert (1962) qui dissocie cependant, de Vauda di Nole, l'étroite lanière de San Carlo qu'il place dans le "Riss" (Tabl. 1). Il convient donc de se demander si le sol sur alluvions des hautes terrasses est similaire sur toute la largeur

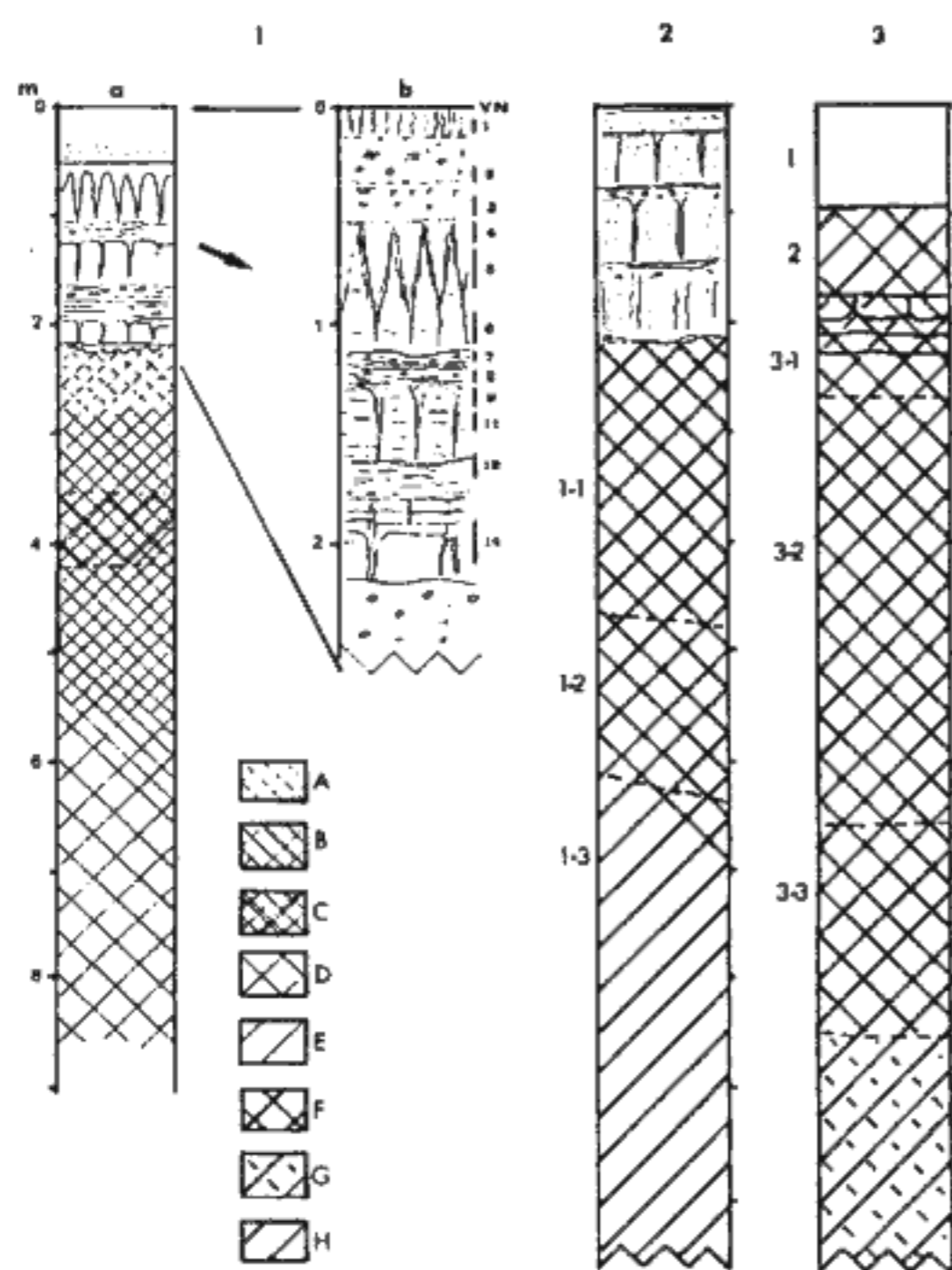
de celles-ci et s'il est bien le plus développé de ceux qui se rencontrent dans la région. Les alluvions sont très continûment recouvertes par une série de limons loessiques dont l'origine et la signification climatique et stratigraphique sont à préciser. Enfin l'existence de nappes d'alluvions superposées, visibles à flanc de versant, pose le problème général de la signification stratigraphique des terrasses et des limites rencontrées dans les possibilités de reconstituer la série stratigraphique à partir de leur étagement.

4. 1. Situation topographique de la haute terrasse de Vauda di Nole

Sur la rive gauche de la Stura di Lanzo, une haute terrasse s'étend très continûment sur 20 km de long, depuis la partie amont du cône jusqu'à la petite ville de Volpiano (Fig. 1C et 2) avec une pente longitudinale de 12 ‰ (Tabl. 2) selon une direction ONO-ESE. Elle domine très régulièrement la terrasse de Cirié (Fig. 2) par un talus passant de 33 m à l'amont à 20 m à l'aval son altitude relative au-dessus de Stura di Lanzo décroissant de même, de 40 m à l'amont à moins de 30 m à l'aval (Tabl. 2). A sa bordure orientale, la terrasse domine de 60 m le lit du Torrente Malone, plus encaissé que la Stura di Lanzo. Parcourue sur presque toute sa longueur par le Torrente Fisca et plus au nord par le Rio Ritorto-Mignana, tous deux tributaires du Malone, elle est divisée en trois lanières dont l'une s'étend au Sud, de Moletto à San Carlo s'évasant en aval jusqu'à Volpiano; la seconde s'allonge au Nord du Torrente Fisca, de Vauda di Nole et Ronchi jusqu'à Lombardore, tandis que la troisième s'étend de Palazzo Grosso à Grange di Front. A leur partie aval, l'altitude des trois lanières est légèrement différente, plus basse de 2 à 5 m au Sud qu'au Nord du Torrente Fisca. Faute de bonnes coupes ouvertes au sommet de chacune d'entre elles, il n'a pas été possible de comparer le degré d'altération des matériaux. De sorte que la haute terrasse de rive gauche, nommée Vauda di Nole, sera traitée ici comme une unité stratigraphique unique. Au flanc de la terrasse, entre Cirié et San Carlo, une coupe temporaire a montré la superposition de deux nappes d'alluvions d'âge différent. La plus haute d'entre elles est visible à Vauda di Nole, Ponte Massino et le long de plusieurs petits ravins qui dissèquent l'extrémité aval de la terrasse. Avant de décrire les alluvions et leur sol, l'on procédera à l'examen des sédiments loessiques sus-jacents. Ces derniers ont été étudiés principalement à la partie amont, au lieu-dit Vauda di Nole. Ils se retrouvent en aval, notamment à la Casina Diletta et à Fornace Parigi, de part et d'autre du Torrente Fisca.

4. 2. Les limons de Vauda di Nole: profil pédologique (Tabl. 6)

Le site étudié au lieu-dit Vauda di Nole (Fig. 1C) montre une série de vastes excavations où les matériaux recouvrant la terrasse sont exploités par des briquetteries. Il s'agit de limons de couleur jaune à brun-jaune, densément sillonnés par un réseau de veines grises entre-croisées à disposition verticale et horizontale. Ces limons confèrent à la terrasse une topographie plane qui s'établit en ce point à une altitude d'environ 408 m. Ils reposent sur des alluvions dont le sommet dessine une série de très légers bombements, entaillés par les coupes en dessous des limons, ou bosselant le plancher des exploitations. Les limons ne se disposent pas davantage à l'horizontale. Les contacts entre matériaux superposés révèlent l'existence de topographies successives composées de versants à pente très faible, dessinant une série d'interfluves surbaissés et de vallonnements amples et très peu profonds. Parmi les limons, quatre formations, dont chacune se décompose en plusieurs horizons, ont été identifiées et retrouvées régulièrement le long des coupes avec des variations lo-



9. Profils pédologiques sur les hautes et très hautes terrasses du cône de la Stura di Lanzo. 1 - Vauda di Nole: profil des limons et alluvions (a) et détail des limons dans un site voisin (b) avec numérotation des prélèvements pour études micromorphologiques (VNI à VNI14-cf § 4. 3.); 2 - Robassomero-Colombé. La partie supérieure (sur 2 m) correspond au limon visible dans la coupe de Colombé; 3 - Balangero.
Pedological profiles developed on the high and very high terraces of the Stura di Lanzo alluvial fan.

cales d'épaisseur. Un cinquième matériau, à gravillons épars, s'individualise en dessous. Ce dernier est interprété comme le limon de crue par lequel s'achève la mise en place des alluvions qui forment le sommet de la terrasse. En conformité avec Fränzle (1965, 1969), une origine loessique est admise pour les limons sus-jacents à dominante silteuse mais ces sédiments ont subi, au moment de leur mise en place des remaniements par ruissellement et des mélanges attestés par leur granulométrie. L'analyse des lames de micromorphologie montre que la dimension des minéraux composant leur squelette va de celle des limons fins jusqu'à 100 μm environ avec des valeurs médianes de 50 à 75 μm , certains micas atteignent cependant des dimensions de 200 à 300 μm et exceptionnellement 1 mm. Le profil pédologique, levé au centre de l'exploitation de limon est schématisé figure 9. Pour en simplifier la présentation dans le tableau 6, les horizons sont immédiatement désignés sous les appellations A, Bt, A et B... qui résultent d'une interprétation fondée en particulier sur le résultat des analyses micromorphologiques présentées plus loin (§ 4. 3.).

La couverture loessique observée au sommet de la terrasse de Vauda di Nole est donc caractérisée par une superposition de niveaux, qui se différencient les uns des autres par la couleur du fond matriciel, et des revêtements, ainsi que par les caractères de la texture et de la structure. Le contact entre chacun d'entre eux est souligné par une abondance plus au moins forte, avec des variations latérales, de précipitations noires ferromanganiques, disposées en pellicules à la surface des agrégats ou concentrées en petites concrétions de type pisolithique qui peuvent devenir coalescentes. Ils donnent alors des horizons indurés, à la surface supérieure irrégulière marquée de petits ravinelements qu'est venu colmater le matériau sus-jacent. Ce fait indique clairement, dès ce stade des observations de terrain, que les niveaux ferruginisés à nodules ou à caractère aliotique qui marquent souvent le contact de deux limons superposés (Billard 1980a) correspondent à la partie supérieure du limon le plus ancien. L'horizon gris poudreux développé au sommet du second niveau, en partant de la surface, est un trait particulièrement marquant du profil. Il passe en profondeur à un réseau polygonal de glosses grises verticales isolant des pinacles de limon jaune à sous-structure lamellaire. Ceux-ci se débitent en petits agrégats aplatis, revêtus ou imprégnés par des oxydes de fer. Une telle sous-structure due à la forte densité de fissures horizontales se retrouve au sommet des deux niveaux de limons sous-jacents III et IV.

4. 3. Limons de Vauda di Nole: analyse micromorphologique (travail en collaboration avec N. Fédoroff)

La description de chaque niveau ou groupe de niveaux analysés sera immédiatement suivie d'une interprétation partielle, laquelle sera complétée, après la description de

Tableau 6: Profil des limons loessiques de Vauda di Nole (Carte topographique 1/25.000, Barbania F° 56 IV N.E.); the Vauda di Nole silt sediment profile

Horizon de 0 à 35 cm. A	<p>Limon grisâtre (10YR6/2) au sommet, beige (10YR7/3) à la base, poreux et friable. Structure polyédrique fine. Dense chevelu de radicelles. Quelques briques, charbons et graviers. Passe en dessous de 15 cm à un limon brun clair (10YR7/4) poreux et friable, taches arrondies jaunes (10YR6/6) de quelques mm de diamètre, à limites très nettes, plus cohérentes que le reste du matériau. Structure polyédrique anguleuse à tendance prismatique, mal développée. Transition graduelle.</p>
Horizon de 35 à 55 cm. Btg	<p>Limon brun-jaune (10YR6/6) à taches arrondies de quelques mm de diamètre, brun jaunâtre (10YR6/6), plus nombreuses qu'au dessus. Quelques points noirs. Structure polyédrique. Mince revêtement brun jaunâtre (10YR5/4) sur les faces structurales. Matériau poreux, beaucoup plus compact qu'au dessus. Transition distincte.</p>
Horizon de 55 à 63 cm. II A	<p>Limon très pâle (10YR8/3) à structure particulière. Englobant de petits agrégats arrondis à centre brun clair (10YR7/4), passant à jaune vif (10YR7/6) à la périphérie. Petits revêtements orange (7,5YR6/6) et quelques taches noires. Limite inférieure graduelle.</p>
Horizon de 63 à 80 cm. II A et B	<p>Limon bigarré jaune et gris. Les agrégats jaunes de l'horizon sus-jacent s'aplatissent et se regroupent en colonnes verticales fines et discontinues au sommet, s'élargissant à la base, présentant une sous-structure lamellaire. Brun clair (10YR7/4) au centre, passant à orange (7,5YR6/8) sur la périphérie; revêtements orange (7,5YR6/6); précipitations ferromanganiques noires à l'intérieur des agrégats. Ces colonnes sont séparées par des bandes verticales grises (10YR8/3) formées de limon poudreux, amincies à la base et plongeant en fines glosses verticales dans le limon sous-jacent. Structure particulière. Limite inférieure très irrégulière en langues (ou "tonguing").</p>
Horizon de 80 à 113 cm. II Bt	<p>Limon brun clair (10 YR 7/4). Sur-structure prismatique. Structure prismatique assez fine, à tendance lamellaire. Revêtements chocolat (7,5YR4/6) et rougeâtres (5YR5/6) sur les faces structurales et dans des pores. Veines d'argile blanche (2,5YR8/2), bordées de jaune; verticales; venant de l'horizon sus-jacent et délimitant les grands prismes de la sur-structure. Limite inférieure très nette, ondulée.</p>

l'ensemble du profil, par une discussion et une interprétation générales des sédiments et des sols superposés à Vauda di Nole. Le squelette de l'ensemble des limons est constitué par un mélange de minéraux parmi lesquels dominent les quartz, anguleux, peu émoussés et les micas représentés surtout par les muscovites. S'y ajoutent des minéraux à fort relief (hornblende, pyroxène, tourmaline) pratique-

Horizon de 113 à 128 cm. III Bfe	<p>Limon à concrétions noires abondantes. Structure lamellaire liée à un reticulum dense de fissures à disposition sub-horizontale dominante. Ces fissures isolent des agrégats subanguleux; aplatis; formés de limon jaune vif (10YR6/8); englobant des boules orange (7,5YR6/8), peu nombreuses, de diamètre 1 à 10 mm. Revêtements minces, abondants, brun rougeâtres (5YR5/4 à 5YR5/8) à la surface des agrégats Précipitations ferromanganiques noires, abondantes, à l'intérieur et à la surface des agrégats. Passe latéralement, localement, à une carapace noire (niveau d'alioli) par concrétionnement et coalescence des agrégats. Limite inférieure nette.</p>
Horizon de 128 à 155 cm. III Bt	<p>Limon jaune (10YR7/6) englobant des boules orange (7,5YR6/8), de diamètre 5 à 10 cm, de plus en plus abondantes vers la base de l'horizon. Structure lamellaire. Sur-structure prismatique. Revêtements brun rougeâtre (5YR5/4 à 5YR5/8). Pellicules noires éparses à la surface des agrégats. Fissures sub-horizontales, moins denses qu'au dessus, sans argile blanche. Veines d'argile blanche (10YR8/1), dans des fissures verticales parfois ourlées d'ocre. Limite inférieure très nette.</p>
Horizon de 155 à 170 cm. IV A et Bfe	<p>Limon à concrétions noires assez abondantes. Structure lamellaire instable. Limon jaune (7,5YR7/8) à l'intérieur des agrégats, passant à beige très clair à leur périphérie. Revêtements argileux épais, brun rougeâtre (5YR5/6). Précipitations noires ferromanganiques à la périphérie et à l'intérieur des agrégats qui tendent à se concrétionner et à devenir coalescents. Limite inférieure distincte.</p>
Horizon de 170 à 190 cm. IV A et B	<p>Limon bigarré, à structure lamellaire. Alternance de bandes sub-horizontales de limon jaune (10YR7/6) à revêtements orange (5YR6/8) abondants, et de veines à disposition sub-horizontale dominante, jaunes à la périphérie (10YR7/8), argileuses et grises au centre (10YR6/1 à 10YR8/1) Limite inférieure nette.</p>
Horizon de 190 à 218 cm. IV B	<p>Limon jaune (10YR7/6). Structure et sur-structure prismatiques. Revêtements orange (5YR6/8) épais et abondants. Veines d'argile grise, bordées de jaune, le long de minces fissures sub-horizontales, de plus en plus espacées vers la base de l'horizon. Veines grises dans des fissures verticales ourlées de jaune. Limite inférieure très nette, ondulée.</p>
Horizon de 218 à 250 cm. V Bt	<p>Limon de débordement à petits galets épars, ocre (7,5YR6/8). Texture argilo-sableuse, très argileuse. Structure prismatique (agrégats à faces planes se recoupant à 120 degrés. Revêtements luisants, abondants, ocre (7,5YR6/8) et rougeâtres (5YR6/8) à la surface des agrégats. Veines d'argile grise (2,5YR6/1) très abondantes, dans un réseau de fissures à disposition oblique.</p>

ment non altérés. L'examen des lames, numérotées de VN1 à VN14 en allant du sommet vers la base du profil (Fig. 9) donne lieu aux observations et interprétations suivantes:

VN1. 8-13 cm: Limon de porosité assez élevée (environ 20 %), montrant de grosses cavités qui communiquent entre elles par des chenaux irréguliers. Agrégats sans forme précise. Organisation de battance peu à moyennement

développée. Concrétions ferrugineuses dont certaines brun foncé à noires, sont roulées; tandis que d'autres, plus claires, de forme arrondie ou allongée, ont des limites diffuses. Quelques débris de racines.

Interprétation: horizon éluvial de sol cultivé moyennement battant avec quelques caractères d'hydromorphie actuelle (imprégnations ferrugineuses faibles à limites diffuses). Les concrétions sombres et arrondies sont remaniées d'un niveau plus ancien.

VN2.-30-35 cm: Limon incluant quelques grains de sable grossier (diamètre 1 mm environ) et des concrétions noires roulées qui fossilisent parfois des restes végétaux. Porosité moindre qu'au dessus; le limon est plus tassé avec des chenaux plus droits.

Interprétation: même horizon éluvial que VN1, observé dans une partie plus profonde, légèrement hydromorphe, avec une organisation de battance plus nettement exprimée.

VN3. -42-51 cm: Limon plus argileux que ci-dessus. La granulométrie du squelette et l'altération des minéraux sont identiques à celles de VN1 et VN2. Mais la paroi de tous les vides est revêtue d'argilanes, jaunes à jaune clair et gris, nombreux, de biréfringence et d'orientation moyenne donnant une organisation argilique, simple, partielle. Une partie des dépôts argileux est intégrée, donnant, dans le fond matriciel, des zones plus argileuses, à limites assez confuses. Certains vides de grande taille contiennent des dépôts limoneux assez mal orientés, formés de petits fragments de paillettes de micas. Peu de concrétions noires remaniées. Pas de ferruginisations récentes.

Interprétation: horizon Btg de sol moyennement lessivé, légèrement hydromorphe. Des phénomènes de battance sont à l'origine des dépôts limoneux rencontrés dans les vides principaux. VN1, VN2 et VN3 font partie du sol actuel développé sur le limon de surface (limon I).

VN4. -55-65 cm: Sommet de l'horizon gris-clair. Les plages ocres et grises, bien distinctes sur la lame, correspondant aux agrégats ocres observés sur le terrain et au matériau gris pulvérulent qui les enrobe. Elles seront ici décrites séparément: - Zone ocre: limon proche des échantillons VN1 à VN3 par la granulométrie du squelette et l'altération des minéraux. Un grano-classement a donné une ségrégation de particules limoneuses fines et argileuses et de particules limoneuses plus grossières. Des argilanes brun-jaune microlités tapissent et colmatent les vides donnant une organisation argilique simple sans intégration ni déformation. Des imprégnations ferrugineuses à contours irréguliers recouvrent le tout; des sesquanes brun-noir s'observent le long de certains vides.

Interprétation: les agrégats ocre sont des restes d'horizon Bt non remanié, recouverts et pénétrés par les oxydes de fer. Il s'agit d'un horizon II Bt plus évolué que le Btg développé sur le limon I de surface (cf VN3).

- Zones grises: matériau à organisation éluviale très nette donnant des zones lavées où ne subsistent que des éléments de taille supérieure à 50 µm. Il en résulte des amas de sable fins sans matrice argileuse ou limoneuse formant des plages irrégulières qui isolent les agrégats ocre précé-

demment décrits. S'y superpose une organisation argilique similaire à celle de VN3 se prolongeant en profondeur avec, le long des pores, des revêtements argileux jaune clair, non déformés, aussi nombreux que dans VN3.

Interprétation: Horizon de dégradation formé à partir de l'horizon argilique dont les agrégats ocre sont des témoins résiduels. Les revêtements argileux postérieurs à la dégradation, prolongent, le long des pores, ceux qui ont été observés sur l'échantillon VN3. L'on est en présence d'un horizon fossile II A se comportant en B3t du sol actuel.

VN5. - 65-80 cm: Il faut distinguer comme dans VN4, des plages ocre et des plages grises. - Dans les plages ocre se succèdent: un grano-classement contemporain du dépôt avec concentration de particules limoneuses et des particules limono-argileuses; une organisation argilique simple avec des argilanes brun-jaune microlités, non intégrés, tapissant les vides; une organisation ferrugineuse avec imprégnations ferrugineuses irrégulières dans la masse, et des sesquanes moins importants que dans VN4. - Les plages grises ont une organisation fortement éluviale. Une organisation argilique jaune la recoupe, avec des revêtements argileux jaune clair, un peu moins abondants que dans VN4.

Interprétation: Prolongement de l'horizon observé en VN4. Il s'agit d'un horizon II A et B avec développement du Bt3 du sol actuel dans les zones grises dégradées et poreuses.

VN6 -95-110 cm: Horizon brun à veines grises verticales. Le grano-classement est très marqué, avec ségrégation des particules limoneuses et argilo-limoneuses. S'y superpose une organisation argilique avec des revêtements brun-jaune, microlités, non perturbés, tapissant ou colmatant les pores. Superposée aux deux précédentes il existe enfin une organisation accumulique observable dans les cavités et les chenaux majeurs, avec lits alternés argileux ou limoneux, fins ou grossiers. Des accumulations argileuses et argilo-limoneuses hydromorphes revêtent préférentiellement les faces des prismes qui constituent la structure. Il est difficile d'y distinguer les revêtements argileux jaune clair identifiés dans les plages grises de VN4 et VN5.

Interprétation: Suite de l'horizon argilique II Bt examiné dans les zones ocre des lames VN4 et VN5. Les revêtements en lits alternés, argileux et limoneux résultent de la dégradation de l'horizon II A qui s'est produite dans les zones grises de ces mêmes échantillons. VN4, VN5 et VN6 représentent les horizons d'un sol fossile développé sur le limon II mis en place dans les conditions périglaciaires qu'atteste son grano-classement. Il s'y est formé un sol lessivé dont l'horizon Bt (II Bt) a été soumis, au cours d'une phase ultérieure de la pédogénèse, à une forte dégradation qui l'a transformé à son sommet en horizon II A et B. L'horizon Bt3 du sol actuel se poursuit dans les zones grises II A dégradées et poreuses.

VN7. -113-120 cm: Limon très riche en concrétions ferrugineuses, les plus anciennes formant des papules souvent

roulées qui fossilisent des débris végétaux et des argilanes brun-jaune (organisation argilique simple, partielle). Fait suite une organisation accumulique à revêtements alternés limono-argileux. De nouvelles concrétions ferrugineuses fossilisent le tout.

VN8. -120-127 cm: Limon à débris végétaux et papules ferruginisées. Dans les papules s'observe une organisation argilique simple, partielle, à revêtements argileux, jaune pâle, fragmentés non intégrés au fond matriciel. Elle est fossilisée par des ferruginisations noires, à contours irréguliers, de même type que celle des plages ocre de VN4 à VN5 mais beaucoup plus abondantes. Fait suite une organisation accumulique caractérisée par des apports jaune-vif formés de particules d'argile et de limon fin, puis par des dépôts lités alternativement plus grossiers et plus fins (limoneux, argilo-limoneux, argileux). Cet ensemble a subi une microcryoturbation donnant des oolithes (ce sont les boules orange visibles sur le terrain), puis de nouvelles ferruginisations se sont produites.

VN10.-128-140 cm et VN11-140-150 cm: Limon présentant des caractéristiques identiques à VN8. La mise en place d'un limon grano-classé a été suivie par une phase de dépôt d'argilanes de couleur brune dans les vides, donnant une organisation argilique simple, partielle, moyennement développée, sans intégration. Ce premier ensemble est fragmenté et partiellement fossilisé par des ferruginisations moins abondantes que dans VN7 et VN8. Est apparue, ensuite, l'organisation accumulique déjà décrite dans VN8 suivie de la formation d'oolithes de grande taille (5 cm de diamètre et davantage). L'évolution se termine par la mise en place, le long des principales fissures sub-horizontales et verticales, de revêtements d'argile d'illuviation blanche (organisation argilique, acquique modale); puis par des apports argileux et argilo-limoneux, de couleur blanche ou gris très pâle, en lits alternés.

Interprétation de VN7 à VN11: Ces matériaux représentent des vestiges du sol développé sur le limon III. Ce dernier s'est déposé en conditions périglaciaires qui provoquent le grano-classement des particules. S'y est développé un sol moyennement lessivé dont l'horizon Bt (III Bt) est conservé dans les papules ferrugineuses observées dans les échantillons VN7 (où elles sont remaniées), puis VN8, VN10 et VN11 (où elles sont in situ), entre les oolithes et les fissures principales. L'organisation accumulique qui fait suite correspond aux dépôts qui s'opèrent dans les horizons profonds du sol en corollaire à une forte dégradation s'exerçant dans ses horizons éluviaux. Le sol observé sur les échantillons VN7 à VN11, est un sol lessivé cryodégradé fortement tronqué de ses horizons superficiels. L'illuviation argileuse hydromorphe qui se manifeste dans les principales fissures sub-horizontales et verticales est attribuée à la phase de pédogénèse ultérieure pendant laquelle s'est formé l'horizon argilique II Bt développé sur le limon sus-jacent et qui se prolonge en profondeur au sein de l'horizon III Bt. La dernière accumulation grossière est attribuée à la dégradation qui a donné des horizons II A et II A et B.

VN12. -160-170 cm: Limon grano-classé à ségrégation de particules limoneuses grossières et de particules limono-argileuses. Des revêtements argileux jaune clair, microlités, peu abondants, s'observent dans les vides du limon et à l'intérieur de tissus végétaux qu'il contient. Fait suite une phase de dégradation qui a donné des plages grises, puis une ferruginisation donnant des nodules en place qui fossilisent les organisations précédentes.

VN14. -190-120 cm: Les plages ocre et grises, bien différenciées sur la lame, correspondent aux lamelles de même couleur observées sur le terrain. Elles seront décrites séparément. - Dans les lamelles ocre, une forte abondance d'argilanes donne une organisation argilique simple, partiellement fragmentée et livrant une juxtaposition de papules fossilisées par des concrétions ferrugineuses. Fait suite, bien visible entre les concrétions, une organisation accumulique qui présente des dépôts limono-argileux puis des lits alternativement plus grossiers et plus fins, limono-argileux et argileux.

- Les lamelles grises correspondent à un réseau de fissures sub-horizontales qui recoupent l'ensemble et le long desquelles sont logés des apports d'argile d'illuviation blanche et des apports argilo-limoneux de couleur claire en lits alternés.

Interprétation de VN12 et VN14: Sur le limon déposé en conditions périglaciaires s'est développé un sol fortement lessivé à horizon A3 (IV A3: VN12) et B2t (IV B2t: VN14). Des conditions périglaciaires ont ensuite provoqué la fragmentation et la ferruginisation de l'horizon B2t. Les accumulations grossières expriment, au sein de VN14, les effets en profondeur de la dégradation qui affecte VN12. Les phases d'illuviation hydromorphes qui font suite sont interprétées comme résultant de la formation d'un sol lessivé et de sa dégradation dans le limon III sus-jacent.

4. 4. Signification paléoclimatique et stratigraphique des sols lessivés dégradés de Vauda di Nole (travail en collaboration avec N. Fédoroff)

Les observations de terrain et l'analyse micromorphologique montrent que la couverture de limon de Vauda di Nole se subdivise en sédiments superposés d'âge différent qui ont subi (entre les épisodes de sédimentation et parfois dans le courant de celle-ci) l'effet de pédogénèses intervenant en conditions climatiques contrastées.

1. Les sols lessivés dégradés

Etant donné la faiblesse de la pédoturbation, l'évolution pédologique des sols lessivés dégradés étudiés dans la coupe de limon de Vauda di Nole peut être reconstituée avec précision. Elle se subdivise, dans tous les sols examinés, en quatre phases principales:

Phase 1 - Redistribution périglaciaire donnant un grano-classement des particules grossières et fines pendant la période de sédimentation du limon;

Phase 2 - Formation d'un sol lessivé interglaciaire à horizons A3, Bt, C. Des argilanes jaunes à brun-jaune microlités tapissent ou colmatent les vides inter-agrégats des horizons Bt. Leur intégration au fond matriciel est nulle ou faible. Il en résulte une organisation argilique simple, partielle. Structure et sur-structure sont prismatiques, délimitées par des fissures sub-verticales;

Phase 3 - Développement de caractères hydromorphes donnant des horizons Btg et Ctg; des accumulations argileuses et argilo-limoneuses, grises, hydromorphes, se mettent en place dans les grandes fissures verticales au sein de l'horizon Bt et également, compte tenu de la faible épaisseur de chacun des limons, dans les fissures principales (verticales et sub-horizontales) qui recoupent les limons sous-jacents. La remobilisation et la reprécipitation des oxydes de fer donnent des concrétions noires, parfois coalescentes, qui fossilisent la partie supérieure des horizons illuviaux.

Phase 4 - Formation d'un sol cryodégradé à horizons A2, A et B, Ct avec dégradation texturale de la partie supérieure du sol interglaciaire. Une organisation accumulique grossière localisée se forme en profondeur, en corollaire de la dégradation de surface. Les cavités et les vides séparant les agrégats sont colmatés par des accumulations épaisses, dépassant souvent le cm. Elles sont complexes et souvent répétitives, débutant par une accumulation alternée de lits argileux et limoneux; ces derniers deviennent progressivement de plus en plus nombreux et de plus en plus épais, pour passer à une accumulation épaisse remaniant des fragments de revêtements argileux. La dégradation texturale aboutit à une destruction plus ou moins complète de l'horizon argilique Bt développé pendant la phase 2 de pédogénèse interglaciaire. Les témoins de celle-ci sont parfois réduits à l'état de nodules et de concrétions fossilisées et protégées par des ferruginisations formées pendant la phase 3. La dégradation qui se produit pendant la phase 4 s'accompagne de microcryoturbations qui provoquent la fragmentation du matériau. Un réseau de fissures sub-horizontales, anastomosées, dont la densité décroît rapidement du sommet vers la base du sol, se met en place sous l'effet de la ségrégation de la glace en lentilles dans le sol. Ces phénomènes mis en évidence tout d'abord par des auteurs soviétiques (Fedorova et Yarilova 1972) ont été étudiés, dans les sédiments loessiques d'Europe occidentale particulièrement par Van Vliet-Lanoé (1987). Ils provoquent une compaction des matériaux et leur confèrent des caractères de fragipan (cf Smeck et Ciolkosz 1989) qui se retrouvent de façon caractéristique au sein des horizons superposés de Vauda di Nole. Ces phénomènes attestent du retour des conditions périglaciaires qui paraissent cependant peu sévères: aucun remplissage de coins de glace n'a été observé dans la coupe des limons de Vauda di Nole. Le sol résultant d'une telle évolution a été souvent tronqué de ses horizons superficiels. Il est fossilisé par un autre sédiment loessique dont le dépôt est le point de départ d'un nouveau cycle de sédimentation et de pédogénèse.

2. Le sol de surface Holocène

Les phases 1 à 3 de l'évolution pédogénétique, décomposée ci-dessus, se retrouvent dans le sol holocène développé au sommet du profil. Y fait défaut la phase 4 de dégradation. Les observations micromorphologiques (cf supra) montrent que la pédogénèse est caractérisée par:

- une illuviation modérée qui prend place dans le limon I et, également, au sein de limon II, dans les plages grises dégradées de l'horizon II A et B et probablement dans les fentes verticales qui en dérivent et qui plongent dans l'horizon II Bt. Elle se surimpose, dans le limon II, aux effets de la pédogénèse d'une période antérieure. Il convient de rappeler que des organisations argiliques comparables, mais moins hydromorphes, caractérisent les sols bruns lessivés développés sur les limons récents des Bassins Parisien et Aquitain (Fedoroff 1968; Fedoroff et Goldberg 1982; Bertran et Texier 1990);

- une organisation de battance visible sur le limon I qui est liée à la déforestation et au labour;

- un engorgement temporaire qui se traduit par la présence de petites concrétions ferrugineuses, des accumulations jaune clair à grises et probablement des accumulations argilo-limoneuses hydromorphes revêtant les prismes de l'horizon II Bt le long des fentes verticales. L'hydromorphie paraît liée ici à la présence de l'horizon II Bt (reposant lui-même sur une série d'horizons Bt plus anciens) qui joue le rôle d'un plancher imperméable.

En Italie comme en France, les pédologues ont longtemps considéré le sol holocène de surface, comme un sol "lessivé à pseudo-gley" ou "lessivé dégradé glossique" (Mancini 1960; Valenti et Sanesi 1966; Sanesi 1965; Jamagne 1973). Il correspondrait en pareil cas à la totalité des horizons développés sur les limons I et II. En fait, d'après les observations faites ci-dessus, deux sols lessivés d'âge différent doivent être distingués à la partie supérieure de la coupe. Le plus ancien est un sol lessivé cryodégradé, représenté sur le limon II par les horizons II A et B et II Bt. La présence d'argilanes en place, dans les vides d'organisation d'un horizon fortement éluvial (plages grises de l'horizon II A et B), indique que la dégradation texturale n'est pas un phénomène actuel mais un caractère hérité, acquis comme il a été vu ci-dessus en conditions périglaciaires. Une nouvelle phase d'illuviation s'y est ensuite substituée et exprime les effets de la pédogénèse holocène. Le sol holocène est un sol lessivé faiblement hydromorphe qui se développe sur le limon supérieur I très peu épais et dont la base se surimpose aux horizons II A et B et II Bt sous jacents.

3. Une séquence climatostratigraphique condensée sur une très faible épaisseur de sédiments

Au-dessus des alluvions visibles au sommet de la terrasse de Vauda di Nole, s'observe une série complexe de limons avec des sols successifs, tronqués de leurs horizons superficiels sur une épaisseur plus ou moins forte. Chaque dépôt

de limon a été suivi par la formation d'un sol qui ne se développe pas seulement sur ce limon lui-même mais aussi sur le (ou les) sédiment(s) sous-jacent(s). Il s'est produit à la fois une superposition des sédiments et un télescopage des pédogénèses, la base de chaque sol se surimposant au(x) sol(s) plus ancien(s). L'étude détaillée des matériaux apporte une série de renseignements relatifs aux étapes successives de la pédogénèse et aux conditions paléoclimatiques dans lesquelles elles se sont déroulées. Chaque cycle commence en conditions périglaciaires par le dépôt d'un sédiment loessique et son grano-classement d'origine cryogénique. Il se poursuit par la formation d'un sol lessivé à horizon argilique caractéristique de conditions interglaciaires, à caractères hydromorphes induits par l'imperméabilité du (ou des) horizon(s) Bt développé(s) sur le (ou les) matériau(x) sous-jacents. Les phénomènes de dégradation qui font suite sont similaires à ceux qui se produisent actuellement en Laponie (N. Fédoroff, comm. pers.) et qui affectent une vaste zone climatique à température moyenne annuelle voisine de 0 °C, s'étendant du Sud de la Taïga jusqu'à la zone arctique humide où une forte cryogénie oblitère les caractères pédogénétiques. La dégradation se produit au printemps au moment de la fonte des neiges. Elle correspond à une pédogénèse boréale qui requiert d'abondantes précipitations neigeuses hivernales suivies d'une fonte brutale au printemps et/ou en été, dans des conditions de gel plus ou moins profond du sol pouvant subsister pendant plusieurs années mais sans nécessité de permagel.

Les caractéristiques successivement acquises se montrent ainsi hautement indicatrices des conditions climatiques contrastées sous lesquelles les paléosols se sont développés. Dans les sols successifs étudiés sur les limons superposés de Vauda di Nole, apparaît, en allant du plus récent au plus ancien d'entre eux, un affaiblissement progressif dans le développement des horizons argiliques. En conséquence, il paraît logique d'attribuer la formation de chacun de ceux-ci à un interglaciaire et peu vraisemblable d'admettre qu'ils puissent s'être formés en conditions tantôt interglaciaires, tantôt interstadias. Le passage, souvent répétitif, des accumulations argileuses et limoneuses alternées à des accumulations limoneuses grossières, dans les horizons Ct des sols dégradés, pourrait exprimer la détérioration accompagnée des fluctuations climatiques intervenant au terme de chaque interglaciaire et conduisant à un nouveau glaciaire.

Au total trois cycles glaciaires-interglaciaires suivis du cycle constitué par le dernier glaciaire et le post glaciaire se trouveraient enregistrés dans les limons sus-jacents aux alluvions de Vauda di Nole. Seraient donc représentés les glaciaires allant de GL1 à GL4 (Stades $\delta^{18}\text{O}$ 2-4 à 10), ainsi que l'Holocène et les interglaciaires allant de IGL1 à IGL3 (Stades $\delta^{18}\text{O}$ 5 à 9). Les limons superposés et les sols lessivés dégradés qui s'y sont développés constitueraient ainsi en domaine péri-alpin, l'un des enregistrements les plus fidèles de la série stratigraphique du Quaternaire. Selon Šibrava et Billard (1986), la série ici identifiée se

corrèle avec celle des Stades marins $\delta^{18}\text{O}$ 1 à 10. Cette interprétation ainsi que les implications relatives à la datation des hautes terrasses de la Stura di Lanzo, seront discutées plus loin, après examen des alluvions de Vauda di Nole d'une part et, d'autre part après étude de la haute terrasse de la rive droite de Robassomero.

4. 5. Les alluvions de Vauda di Nole

A proximité immédiate des exploitations de limons, la partie supérieure des alluvions de Vauda di Nole (Tabl. 7) est entaillée par la berge du Torrente Fisca et par un chenal d'irrigation qui se jette dans celui-ci. Les galets de gneiss riches en phyllites, de gneiss à grain moyen et de gneiss ocellés sont fortement désagrégés. Ils ne peuvent cependant être entaillés au couteau sous lequel, au mieux, ils se raient tout en s'effritant, ce qui paraît indiquer une microdivision faible ou très sélective de leurs minéraux. Les plagioclases sont pulvérulents à la partie supérieure

Tableau 7: Profil pédologique des alluvions au dessous des limons de Vauda di Nole; soil profile on the Vauda di Nole gravels underlying the loessic sediments

Sur 60 cm d'épaisseur :	Horizon légèrement décoloré au sommet des alluvions. Matrice brun jaune vif (10YR6/6) à orange (5YR6/6). Structure et sous-structure prismatiques. Revêtements abondants, luisants, brun vif (7,5 YR 5/6) et brun rougeâtre (5YR5/6).
Sur 50 cm d'épaisseur :	Matrice brun rougeâtre (5YR5/6). Très abondantes pellicules noires discontinues, en dendrites, à la périphérie des galets. Texture argilo-sableuse, très argileuse. Structure prismatique instable, sous-structure prismatique. Revêtements brun rougeâtre (5YR5/6) si abondants qu'ils masquent presque complètement le fond matriciel. D'autres revêtements rouge sombre (2,5YR3/4) se distinguent à la surface des galets. Limite inférieure nette.
Sur 25 cm d'épaisseur :	Matrice rougeâtre (5YR5/6). Texture argilo-sableuse, très argileuse. Pellicules noires très abondantes autour des galets. Sur-structure et structure prismatiques assez instables. Revêtements argileux rougeâtres très abondants. Transition graduelle.
Sur 50 à 70 cm d'épaisseur :	Matrice brun rougeâtre (5YR5/4), plus terne qu'au-dessus. Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique. Petits revêtements rougeâtres (5YR5/6 et 5YR5/4) peu abondants. Quelques revêtements argileux, rougeâtre sombre (5YR3/4) localisés sous les galets.
Sur 1,20 à 1,50 cm d'épaisseur :	Matrice jaune orange (10YR6/4) au sommet, passant à jaune clair (2,5YR7/4) à la base. Texture sablo-argileuse, très faiblement argileuse. Structure polyédrique instable à particulière.

du profil, sur 1 à 2 m d'épaisseur. Dans les galets désagrégés de gneiss ocellés, les porphyroblastes de feldspaths potassiques sont de couleur blanc terne dans le Bt, légèrement fragilisés mais non pulvérulents, sauf dans le cortex de quelques galets tout au sommet du sol. Des galets de schistes, très feuilletés, ainsi que des galets de gneiss rubannés montrent des lits de chlorite ou de biotite chloritisée de couleur verte, apparemment non altérée. Certains galets de serpentine (lazardite) sont complètement ameublés et ont acquis une couleur jaune vif (10YR6/8). De nombreux galets de roches basiques et ultrabasiques, parmi lesquels figurent serpentines et amphibolites, ainsi que gneiss amphiboliques, portent des cortex pelliculaires dont l'épaisseur atteint parfois 1 cm mais ne dépasse souvent pas 1 à 2 mm, ameublés ou craquelés, de couleur jaune ou brun orange, parfois rouge (2,5YR4/8). Le centre de ces galets, très cohérent ou légèrement ameubli, conserve sa couleur originelle. L'altération des galets est donc nettement plus accentuée qu'au sommet des alluvions formant les terrasses en contrebas. La formation de très petits cortex ameublés ou craquelés, de couleur jaune passant parfois à orange ou rougeâtre, à la périphérie des galets d'amphiboles et de gneiss amphiboliques est particulièrement caractéristique de l'altération de la terrasse de Vauda di Nole.

A Ponte Massino, environ 500 m en aval des coupes de Vauda di Nole, le Torrente Fisca entaille les alluvions de la haute terrasse et le limon de crue auquel elles passent à leur partie supérieure. Épais de 0,8 à 1 m, le limon de crue à gravillons épars présente une matrice brun jaune vif (7,5YR5/8) à taches plus claires (7,5YR6/8) assez nombreuses et de taille diverse. La structure est prismatique, assez fragile. Des revêtements rougeâtres (5YR4/4) sont abondants à la surface des agrégats. En dessous, jusqu'à 2,5 à 3 m de profondeur, la matrice argilo-sableuse des alluvions est de couleur brune (7,5YR5/4) avec d'assez grandes taches noires éparses (7,5YR3/0). Le matériau a une structure prismatique fragile. Les revêtements rougeâtres (5YR4/4) se retrouvent assez nombreux à la surface des agrégats où s'observent également quelques revêtements rouges (2,5YR4/4) épars. En-dessous, les alluvions toujours altérées ont une matrice à texture sablo-argileuse passant à sableuse à la base. Sur toute l'épaisseur de la coupe, les galets montrent une altération similaire à celle déjà décrite à Vauda di Nole. Une partie des galets de serpentine est ameublie tandis que d'autres ont un cortex ocre, souvent craquelé; de nombreux gneiss sont arénisés et les schistes sont délités. Certains galets de schistes et d'amphibolites montrent un mince cortex ameubli de couleur orange.

Des caractères d'altération identiques à ceux de Vauda di Nole et Ponte Massino se retrouvent dans tous les points observables au sommet de cette terrasse, en particulier en contre-haut du village de Grosso (cote 426) et sous les limons de Cascina Diletta. La continuité stratigraphique du niveau de Vauda di Nole paraît ainsi être longitudinalement établie, depuis son extrémité amont jusqu'à Lombardore en aval.

4. 6. La haute terrasse de Robassomero

Sur la rive droite de la Stura di Lanzo, la terrasse de Robassomero longue de 14 km forme, depuis la partie amont du cône jusqu'à Venaria Reale au N-O de Turin, une vaste surface de forme triangulaire fortement élargie en aval. à pente longitudinale de 11-12 ‰. L'altitude relative de la terrasse passe de 50 m à l'amont, à 20 m à l'aval (Tabl. 2). Flanquée à l'Ouest par la très haute terrasse de Fiano, elle domine à l'Est les bas niveaux de Vastalla et de Grange di Nole à sa partie amont, puis directement le lit de la Stura di Lanzo. La terrasse de Robassomero est recoupée à sa partie sud, comme celle de Fiano, par la rivière Ceronda qui rejoint la Stura di Lanzo à Venaria-Reale. Elle est dis-séquée, de plus en plus profondément vers l'aval, par une série de ruisseaux à disposition rayonnante, tributaires de la Ceronda. Elle se trouve ainsi découpée en lanières, à l'instar de la haute terrasse de Vauda di Nole sur la rive gauche. Du fait d'une différence d'altitude atteignant environ 5 m, il y a lieu de se demander s'il convient de la diviser en deux niveaux d'âge différent dont le plus élevé, situé à l'Ouest, serait en position stratigraphique intermédiaire entre les terrasses de Robassomero et de Fiano. Cette limite séparant à leur partie aval les terrasses de Fiano et Robassomero n'est pas reconnue par Petrucci (1970). Elle a été déplacée vers l'ouest par Billard (1973a, 1985) par rapport à Carraro et Petrucci (1969) ce qui revient à accroître l'extension de la haute terrasse de Robassomero.

De vastes coupes naturelles, entaillées par la Stura di Lanzo dans le versant de la terrasse de Robassomero, mettent à jour la superposition de deux nappes d'alluvion, (Pl. IC) marquées par une altération différente, nettement plus forte pour la plus profonde d'entre elles. La nappe d'alluvions supérieure est recouverte par une succession de limons loessiques visibles dans la tuilerie de Colombé. L'ensemble constitue la coupe de Robassomero-Colombé. Dans la tuilerie de Colombé, les coupes, bien que d'épaisseur très réduite, montrent de façon particulièrement nette la superposition de sédiments et la succession des paléosols qui s'y sont développés et surimposés (Fig. 9), complétant les informations obtenues à Vauda di Nole. La comparaison des résultats avec ceux que procure la région nord de Milan permet de proposer une datation relative pour la terrasse de Robassomero et d'en faire un jalon stratigraphique dans la série des terrasses de la Stura di Lanzo.

Cinq matériaux d'âge différent se trouvent superposés à Robassomero-Colombé comportant le limon de crue auquel les alluvions passent à leur partie supérieure, recouvert par quatre limons loessiques (Tabl. 8). En allant de bas en haut dans le profil, chaque sédiment de V à II se trouve affecté d'une pédogénèse qui a donné un horizon Bt. Cette pédogénèse est suivie de ferruginisations, particulièrement bien marquées à la partie supérieure des sédiments III et IV, puis d'une dégradation et d'une troncature intervenant au sommet de chaque sol lessivé dégradé, avant sa fossilisation par le limon sus-jacent. Le limon de surface est remarquablement peu épais; de sorte que la pé-

Tableau 8: Profil des limons de Colombé (Terrasse de Robassomero) (Carte topographique 1/25 000, Cirié, F° 56 IV S.E.); *the Colombé silt sediment profile (Robassomero terrace)*

Horizon de 0 à 30 cm. A
Limon brun pâle (10YR7/4). Texture limoneuse. Structure prismatique fragile, sous-structure lamellaire. Revêtements épars, orange à brun vif (7,5YR6/6 à 7,5YR5/6). Petites taches jaune clair (10YR8/4) et taches noires éparses (10YR3/2) à la base = légère hydromorphie. Limite inférieure nette.
Horizon de 30 à 80 cm. II Bt
Limon bigarré à matrice orange (7,5YR7/6) à brun jaunâtre vif (10YR6/6) à taches de couleur plus soutenue brun jaunâtre vif (10YR6/8). Texture limono-argileuse. Structure prismatique, sous-structure lamellaire. Revêtements minces assez abondants, bruns (7,5YR5/4). Veines verticales fines plongeant depuis le sommet de l'horizon, remplies d'un matériau limono-argileux au sommet passant à argileux à la base, de couleur brun pâle (10YR8/3). Taches noires (10YR3/1 à 10YR3/2) assez abondantes.
Horizon de 80 à 90 cm. III Fe
Petites concrétions noires très abondantes, entourées de limon brun jaunâtre vif (10YR6/6).
Horizon de 90 à 150 cm. III Bt
Limon bigarré brun jaunâtre vif (10YR6/6) à taches brun très pâle (10YR7/3). Texture limono-argileuse. Structure prismatique, sous-structure lamellaire. Revêtements minces assez abondants (7,5YR5/6), brun vif (5YR5/6) et revêtements épars, plus épais, d'un brun plus sombre (7,5YR4/3). Veines sub-verticales (10YR7/4), brun très pâle. Taches noires éparses (10YR3/1) d'abondance moyenne. Limite inférieure nette.
Horizon de 150 à 160 cm. IV Fe
Nodules noirs nombreux entourés de limon brun jaunâtre vif (10YR5/8).
Horizon de 160 à 210 cm. IV Bt
Limon brun jaune vif (10YR5/8). Texture limono-argileuse, plus argileuse que les sédiments sus-jacents. Structure prismatique, sous-structure lamellaire. Revêtements minces, d'abondance moyenne, brun vif (7,4YR5/6) et brun rougeâtre vif (5YR5/8). Veines sub-horizontales au sommet, plongeant à la verticale dans la partie inférieure de l'horizon et remplies d'argile grise (10YR6/1). Petites taches noires très éparses (10YR3/1). Limite inférieure nette.
Horizon de 210 à 260 cm. V Bt
Limon de crue au sommet de la terrasse, matrice brun vif (7,5YR5/6 à 7,5YR5/8) à petites taches disséminées (10YR8/4) brun pâle, englobant des gravillons épars altérés. Texture limono-argileuse, assez fortement argileuse. Structure prismatique. Revêtements brun rougeâtre épars (2,5YR4/6); revêtement bruns abondants particulièrement au sommet, peu épais; revêtements plus sombres (10YR4/3) brun jaunâtre terre, revêtant les grandes faces des agrégats. Taches noires (10YR3/1) assez abondantes. Interruption de la coupe.

dogénèse holocène qui s'y est développée se surimpose aux limons plus anciens comme il a été montré à Vauda di Nole. Le phénomène de surimposition de la base de chaque paléosol au(x) paléosol(s) antérieur(s) se retrouve pour chaque sol développé sur les limons I à IV de Robassomero-Colombé. Ce phénomène de télescopage pédologique, se produisant sur des sédiments superposés peu épais, paraît très fréquent au sommet des terrasses du piedmont italien des Alpes. Il a été mis en évidence ci-dessus à Vauda di Nole et également dans la région nord de Milan à l'aval des moraines laissées par les glaciers de Côme (Billard 1973a, 1980a). Sous une forme très contractée, une séquence stratigraphique similaire à celle de Vauda di Nole se trouve donc enregistrée au sommet de la terrasse de Robassomero. Les sédiments loessiques et le limon de crue (qui passe à la base aux alluvions sous-jacentes) sont interprétés ici comme l'équivalent de cinq glaciaires allant de GL 1 à GL 5 (Stades marins $\delta^{18}\text{O}$ 2-4 à 12). Les pédogénèses qui les affectent sont attribuées à l'Holocène et à quatre interglaciaires allant de IGL 1 à IGL 4 (Stades $\delta^{18}\text{O}$ 5 à 11).

Les alluvions sont visibles, à peu de distance des coupes de limons, au sommet du versant par lequel la terrasse de Robassomero domine directement le lit de la Stura di Lanzo (Pl. Ia). Sur toute l'épaisseur du profil pédologique (Tabl. 9), se développe un sol lessivé à horizon Bt épais de 1,20 à 1,50 m, passant à un horizon B puis à un BC visible jusqu'à environ 5 m de profondeur. Au sommet des alluvions, de minces cortex de couleur orange (7,5YR7/8) ou jaune (10YR7/8 à 10YR8/4) sont développés à la périphérie de nombreux petits galets ameublés dont la nature pétrographique originelle n'est plus identifiable. La couleur jaune (10YR6/6) de gravillons ameublés contraste également avec celle de la matrice qui est rouge à rougeâtre. Une partie des roches basiques et ultrabasiqes cohérentes et dures (dont certaines serpentines et des amphibolites silicifiées), semblent exemptes de toute altération survenue après la mise en place des alluvions. D'autres galets de serpentines sont au contraire altérés selon un cortex peu épais, souvent blanchâtre, passant parfois à jaune ou brun jaune au sommet du profil. Certains galets d'amphibolites, ainsi que de gneiss à amphiboles sont fragilisés et présentent un mince cortex orange ou rougeâtre (5YR7/8 à 5YR5/8) autour d'un coeur qui a plus ou moins perdu sa cohésion mais qui a conservé sa couleur verte originelle (5Y5/4) (cf Pl. Ib). Les galets de gneiss phylliteux, gneiss à grain moyen et gneiss ocellés sont très désagrégés. Ils se cassent aisément au marteau, souvent à la main mais ils conservent suffisamment de cohésion pour faire saillie dans la coupe et ils ne peuvent être entaillés au couteau. A l'intérieur de ces galets, les plagioclases s'écrasent sous l'ongle en donnant une poudre blanche. Au sommet du Bt, les porphyroblastes de feldspaths potassiques sont légèrement fragilisés et ternis à leur périphérie mais encore cohérents. Ils paraissent frais plus bas dans le profil. Les galets de leptynite et gneiss leptynitiques sont très exfoliés ou simplement fragilisés. Les galets de schistes à chlorite, très feuilletés, conservent leur couleur verte (5Y5/4).

Tableau 9: Profil des alluvions (au dessous des limons-cf Tabl. 8) de Colombé (Terrasse de Robassomero) (Carte topographique 1/25.000, Cirié F° 56 IV S.E.); soil profile on the Colombé gravel under the silt sediment cover (Tabl. 8)

Sur 25 à 30 cm d'épaisseur :
Matrice brune (7,5YR4/6 à 7,5YR5/6) passant localement à jaune (10YR6/6). Texture argilo-sableuse, fortement argileuse. Structure prismatique instable, sous-structure prismatique. Revêtements argileux, luisants, très abondants, très continus sur les faces des agrégats, brun sombre (7,5YR4/4); ils semblent recoupés par des revêtements très continus mais moins abondants (7,5YR4/2). Pellicules noires, abondantes sur les faces structurales des agrégats et à la surface des galets. Transition graduelle.
Sur 50 à 55 cm d'épaisseur :
Matrice rougeâtre, de teinte vive (5YR5/6 et 5/8). Texture argilo-sableuse. Structure prismatique. Revêtements rouges abondants (2,5YR4/6 et 4/8) et revêtements plus épars, rouge sombre (2,5YR3/6). Ils sont recoupés par des revêtements peu abondants, bruns (7,5YR4/3). Pellicules noires sur les faces structurales des agrégats et sur les galets, moins abondantes qu'au-dessus. Transition diffuse.
Sur 120 cm d'épaisseur :
Matrice rougeâtre (5YR5/6). Texture sablo-argileuse, structure polyédrique. Revêtements rougeâtres (5YR5/6 et 5/8), moins abondants qu'au-dessus; revêtements rouges (2,5YR4/6) épars. Transition diffuse.
Sur 150 cm d'épaisseur :
Matrice rougeâtre, passant à brune à la base (7,5YR5/4, puis 7,5YR5/6). Texture sablo-argileuse, peu argileuse. Structure polyédrique devenant instable à la base. Revêtements bruns (7,5YR5/6 et 5/4), assez peu abondants.

Jusqu'à 5 m de profondeur, la matrice des alluvions, de couleur jaune (10YR6/4), conserve une texture sableuse légèrement argileuse, une structure polyédrique très instable, quelques revêtements bruns (7,5YR5/4) à la surface des galets.

4. 7. Altération des alluvions de Robassomero et de Vauda di Nole

Par l'altération de leurs galets, les alluvions supérieures de Robassomero-Colombé présentent de grandes similitudes avec celles de Vauda di Nole précédemment décrites. Il sera fait état ci-dessous des évolutions minéralogiques qui se sont produites au sein des matrices et des galets de gneiss altérés prélevés dans les deux terrasses, à des profondeurs considérées en partant du sommet des alluvions, sous le limon de crue qui les recouvre.

1. Analyses minéralogiques

La fraction < 2 µm extraite de la matrice des alluvions de Robassomero présente un mélange de minéraux argileux formé de kaolinite, gibbsite (faiblement représentée), illite, vermiculite, minéral à comportement d'intergrade alumineux et chlorite (Fig. 5). De plus, la smectite

s'individualise à -1 m et -0,25 m. Les proportions de kaolinite, estimées d'après les courbes d'ATP, passent de 22 % (-4 m) à 30 % (-1 m) et 27 % (-0,25 m) (Fig. 5 et 6). Les mêmes minéraux se retrouvent à Vauda di Nole aux profondeurs de -2 m, -1 m et -0,4 m (Fig. 5 et 6); la smectite apparaît également au sommet du profil (-1 m et -0,5 m) tandis que la kaolinite (27 % à -2 m, 37 % à -1 m, 36 % à 0,4 m) se rencontre en proportion plus forte qu'à Robassomero. Des galets de gneiss altérés ont été prélevés dans la partie inférieure de l'horizon Bt sur alluvions de Robassomero-Colombé. L'analyse de la fraction < 2 µm indique qu'une altération partielle s'y est exercée sélectivement à partir des minéraux primaires:

- les échantillons 70R5 et 70R6 représentent respectivement le coeur demeuré cohérent et le cortex fortement désagrégé d'un galet de gneiss à grain moyen (type de galet proche de 70R7 provenant de la coupe de Vastalla). Les deux échantillons fournissent respectivement: kaolinite (14,15 % d'après l'ATP), illite (31 % d'après le dosage de K₂O) et gibbsite en faible quantité, pour 70R5; kaolinite (22 % d'après l'ATP), illite (34,7 % d'après le dosage de K₂O), vermiculite, interstratifié illite-vermiculite, intergrade alumineux, pour 70R6,
- le galet R209 (gneiss leucocrate à muscovite, riche en plagioclase) comporte de la kaolinite et de l'illite,
- le galet R273 est un gneiss phylliteux (proche du galet R184 provenant du profil de Vastalla). Il présente un mélange de kaolinite (21,6 % d'après l'ATP), illite, vermiculite, interstratifié, illite-vermiculite et smectite,
- le gneiss phylliteux R274 (prélevé à la partie inférieure du Bt sur alluvions de Vauda di Nole), est proche de R273 (Robassomero-Colombé) et de R184 (Vastalla). Il comporte de la kaolinite (14 %), de l'illite, un interstratifié IV, ainsi que des traces de vermiculite et de gibbsite.

A Robassomero un minéral à 14 Å se bloquant à 12 Å après chauffage à 490 °C a été identifié dans différents galets de gneiss altérés qui ne comportent pas de chlorite. Ce fait conduit à l'identifier comme une vermiculite alumineuse dérivant de l'altération des biotites. Il faut enfin souligner la présence de smectite au sommet des horizons Bt sur hautes terrasses qui, tant à Robassomero qu'à Vauda di Nole, pourrait être liée à l'imperméabilisation des horizons B2t créant un milieu relativement confiné. Il ne s'agit pas cependant d'une tendance dominante de l'évolution minéralogique puisque la formation de minéraux du groupe de la vermiculite l'emporte sur celle de la smectite.

2. Origine des minéraux argileux

L'analyse micromorphologique conduite au sommet des horizons Bt à Vauda di Nole et Robassomero (travail en collaboration avec N. Fédoroff) apporte des informations relatives à l'origine des minéraux secondaires inventoriés ci-dessus. Dans des fragments de gneiss englobés dans la matrice, des empilements de minéraux dont beaucoup peuvent être identifiés comme de la kaolinite se sont formés

à l'intérieur des plagioclases. Les cristaux de séricite, inclus dans ces plagioclases, ne paraissent pas altérés. Les feldspaths potassiques sont faiblement fissurés tandis que les quartz demeurent intacts. Les biotites montrent des stades divers d'altération, observables à l'intérieur d'un même minéral primaire, avec des minéraux à 10-14 Å et 14 Å mais également un nombre modéré de feuillets ou parties de feuillets transformés en kaolinite. Cette évolution partielle des biotites en kaolinite, observée à la partie supérieure des horizons Bt, n'a pas été retrouvée dans leur partie moyenne et inférieure. D'après les analyses minéralogiques, le développement de la kaolinite paraît se faire en fonction directe de l'abondance des plagioclases au sein de la roche. Les résultats provenant du galet R209 sont, à cet égard, très démonstratifs. Dans l'ensemble et compte tenu des différences pétrographiques, les altérations sont nettement plus accusées qu'au sommet de la basse terrasse de Vastalla et se rencontrent sur des épaisseurs beaucoup plus fortes. La comparaison des évolutions minéralogiques au sein des galets R274 (Vauda di Nole) et R272 (Robassomero-Colombé) dans lesquels la kaolinite en particulier est bien développée, avec celle du galet R184 (Vastalla) le montre clairement. La même observation peut être déduite de la comparaison des produits de l'altération dans les gneiss de même type 70R35, 70R5/6 (Robassomero-Colombé) et 70R7 (Vastalla). Il est intéressant de noter (Fig. 7) que la gibbsite se développe dans le coeur pratiquement non altéré (échantillon 70R5) du galet 70R5/6. Elle est accompagnée d'une faible quantité de kaolinite et précède toute évolution des micas. Ceux-ci sont transformés en vermiculite et interstratifiés illite-vermiculite dans le cortex très désagrégé (70R6) où la kaolinite se développe nettement, tandis que la gibbsite s'estompe. Ceci rejoint l'observation à laquelle a donné lieu l'altération du galet R184 de Vastalla, gneiss résistant, pauvre en plagioclases, mais dans lequel apparaît la gibbsite. Les évolutions minéralogiques se montrent très similaires à Vauda di Nole et à Robassomero, avec des proportions cependant plus élevées de kaolinite au sein d'échantillons de matrice prélevés au sommet des alluvions de Vauda di Nole. Sur les deux terrasses, l'altération demeure très sélective à la partie inférieure et moyenne des horizons Bt: elle se caractérise par le développement d'une double séquence évolutive qui montre la transformation d'une partie très importante des plagioclases en kaolinite, tandis que les biotites évoluent en un ensemble de minéraux allant des interstratifiés illite-vermiculite à la vermiculite et probablement à la vermiculite alumineuse. Cependant un changement important intervient à la partie supérieure des horizons Bt où une partie des feuillets de biotite a été également transformée en kaolinite.

3. Evolution géochimique

L'analyse chimique de la matrice (fraction totale < 2 mm) de Robassomero, prélevée à -1 et -4 m sous le sommet des alluvions, dénote une évolution modérée. D'après les don-

nées du tableau 10, le calcul de nomenclature de l'équivalent éruptif de Lacroix et le report sur le diagramme QLM de Nigli (collaboration avec J. Dejou) font ressortir les points suivants:

- une hydratation qui augmente vers la surface, ce qui traduit l'apparition de minéraux secondaires hydratés à partir de minéraux silicatés primaires,
- une désilicification faible, SiO_2 passant de 58,85 % (à -4 m) à 54,75 % (à -1,2 m),
- une oxydation de FeO en Fe_2O_3 , liée à l'altération de minéraux tels que biotites et hornblendes,
- une élimination d'une partie de CaO, MgO et Na_2O .

Dans la fraction < 2 μm extraite des échantillons de matrice prélevés à -1,2 m à Robassomero et à -1 m à Vauda di Nole, les mêmes phénomènes se retrouvent avec désilicification beaucoup plus accusée, passage de la quasi totalité du fer à l'état oxydé Fe_2O_3 , élimination très importante des bases et hydratation notable. Une évolution similaire se rencontre dans le galet de gneiss 70R5/6 depuis le coeur faiblement altéré (70R5) au cortex fortement désagrégé (70R6) dans lesquels les analyses chimiques portant sur la fraction < 2 μm font apparaître une forte désilicification, une perte en bases particulièrement marquée pour Na_2O , et une augmentation du fer libre (Tabl. 10). Dans les galets de roches basiques et ultrabasiques prélevés à Vauda di Nole, les roches totales ont été analysées après broyage et les résultats d'analyses chimiques sont comparés à ceux de galets frais de mêmes roches, prélevés dans le lit mineur de la Stura di Lanzo. Dans ce cas, les différences de composition chimique traduisent une faible altération avec pertes légères en CaO et MgO et pas de changement dans les pourcentages en fer et en silice (Tabl. 11). Dans les fractions < 2 μm des matrices et galets altérés, les rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ demeurent voisins de 2,6 (Tabl. 10). Il faut noter que ces échantillons proviennent des parties moyennes et inférieures des horizons Bt et non pas de la partie supérieure des profils.

4. Discussion sur les différences d'altération des galets

Les caractères d'altération des roches opposent très nettement les alluvions de Vauda di Nole et Robassomero à celles de basses terrasses telle Vastalla. L'importance de leur altération s'exprime par un accroissement dans l'épaisseur de la tranche de matériau affectée et par un plus fort degré d'altération de catégories de roches bien déterminées, telles que gneiss et schistes qui paraissent les plus vulnérables. Le même changement a été observé, notamment sur le plateau de l'Iller-Riss en Souabe (Billard 1987) où il s'opère progressivement depuis les basses jusqu'aux très hautes terrasses. Mais il est accompagné ici des phénomènes nouveaux, qui apparaissent de façon encore discrète au sommet des hautes terrasses de Vauda di Nole et Robassomero. En effet, certaines catégories de roches et de minéraux, non affectées par l'altération dans les alluvions des basses terrasses, le sont ici très légèrement à la partie tout à fait supérieure des pro-

Tableau 10: Composition chimique de limons, matrices et galets (fractions < 2µm et < 2 mm) prélevés dans quelques terrasses du cône de la Stura di Lanzo (en % pondéral de l'échantillon).
Chemical composition of silt, matrix and pebbles (fraction < 2 µm & 2mm) taken from some terraces of the Stura di Lanzo alluvial fan (% in weight of the samples).

Terrasse :	Balangero		Vauda Grande		Vauda di Nole	Robassomero				
Fraction :	< 2 µm		< 2 µm		< 2 µm	< 2 µm	< 2mm		< 2 µm	
Profondeur (m) :	-3,5	-4	* ls	-0,5	-1	-1,2	-1,2	-4	70R5	70R6
Echantillon de :	** ai	m	l	m	m	m	m	m	coeur	cortex
Si O ₂	34,68	33,82	57,46	59,94	37,12	36,0	54,75	58,85	3,92	1,16
Al ₂ O ₃	27,8	28,12	8,7	7,6	23,42	23,55	18,35	16,35	0,3	0,2
Fe ₂ O ₃	12,51	16,86	7,6	5,12	12,85	15,06	6,83	4,9		
Fe O	1,57	0,45	0,44	0,15	0,7	0,13	1,2	1,55		
Ti O ₂	1,17	1,86	1,03	0,82	2,12	3,25	1,43	1,25		
Ca O	1,68	0,28	0,03	0,01	0,34	0,5	3,45	4,3	2,88	3,9
Mg O	1,1	0,22	0,51	0,54	4,1	2,3	2,45	3,55	2,33	2,48
K ₂ O	0,81	0,46	2,82	2,1	0,47	0,75	1,2	1,3	0,48	0,16
Na ₂ O	1,31	0,09	0,63	0,64	0,28	0,25	1,6	1,95	5,45	1,18
H ₂ O-	5,05	3,9			4,0	3,1	1,8	1,0	1,57	0,64
H ₂ O*	12,29	13,3			13,3	14,15	6,2	3,6		
Fe ₂ O ₃ libre	7,25	13,43			4,2	7,6	4,75	2,23	36,9	43,4
Si O ₂ /Al ₂ O ₃	2,1	2,05	11,2	13,41	2,68	2,6	5,07	5,88	2,63	2,64

* limon de surface; ** ai: argile d'illuviation; m: matrice; l: limon; coeur et cortex du galet 70 R5/6 (gneiss)

Tableau 11: Composition chimique de galets de roches basiques et ultrabasiques prélevés frais dans le lit de la Stura di Lanzo ou plus ou moins altérés dans les terrasses de Vauda di Nole et de Balangero. Les valeurs sont données en % pondéral de l'échantillon.
Chemical composition of fresh and weathered pebbles.
Values are % weight of the samples.

Gisement	N° échan.	Composition chimique (en %)					
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Lit de la Stura	1007	49,3	16,5	9,3	13,4	9,1	5,13
	1008	50,1	18,4	9,4	13,2	7,3	4,61
	X	49,7	17,4	9,35	13,3	8,2	4,87
	+/- SD	0,57	1,34	0,07	0,14	1,27	0,37
Vauda di Nole	1001	55	19,5	9,8	8,6	6,7	4,82
	1002	52,8	18,7	12	9,3	6,1	4,76
	1004	47,5	18,4	9,8	12,1	10,1	4,34
	1005	52,3	20,5	8,3	9,2	9,1	4,35
	1006	51	22,4	10,7	10,5	5	3,83
	X	51,7	19,8	11,5	9,32	6,73	4,44
	+/- SD	2,7	1,47	2,58	1,97	2,51	0,36
Balangero	1013	45,2	19	15,8	7,4	6,8	3,95
	1014	41,2	25,9	21,4	2,5	1,9	2,76
	901	34,2	26,9	25,7	2,5	2,3	2,2
	902	36,6	22,6	23,7	3,2	2,8	2,76
	R354	35	26,9	26,2	3,2	2,8	2,2
	900	35,5	19,7	28,9	29	2,1	3,01
	R351	32,8	19,4	22,4	3,7	2,8	2,89
	X	37,1	22,9	23,44	3,63	2,5	2,82
	+/- SD	4,5	3,64	4,2	1,72	0,39	0,59
	ANOVA	P	< 0,01	NS	< 0,01	< 0,01	< 0,01

En particulier les amphiboles se détruisent et libèrent leur fer dans les minces cortex rouges, ameublissent des galets d'amphibolites et de gneiss amphiboliques. Et des feuilletés de biotites se trouvent très partiellement transformés en kaolinite.

L'évolution des minéraux argileux confirme les observations de terrain quant à l'analogie des altérations sur alluvions de Robassomero-Colombé et de Vauda di Nole. Les profils pédologiques présentent cependant des aspects différents. La couleur de la matrice est nettement plus rouge au sommet de Robassomero-Colombé: 2,5YR5/6 et 5/8, avec des revêtements plus rouges et abondants 2,5YR4/6 et 4/8; contre 5YR5/6 pour la matrice et les revêtements de Vauda di Nole. De plus les teintes rougeâtres se maintiennent dans l'horizon B jusqu'à 2,5 m de profondeur à Robassomero-Colombé. Les horizons Bt et B sont également moins épais à Vauda di Nole où ils ne dépassent pas 1,5 à 1,7 m dans les coupes qui ont pu être examinées. En fait, il est difficile de déduire une conclusion de la différence d'épaisseur du sol notée à Vauda di Nole et à Robassomero-Colombé car de fortes variations apparaissent fréquemment dans l'épaisseur des sols au sommet des systèmes de terrasses. Par ailleurs, les conditions de station paraissent différentes à Robassomero-Colombé d'une part, Vauda di Nole d'autre part. Dans le premier cas, la terrasse domine directement d'environ 30 m de haut le lit de la Stura di Lanzo. La nappe d'alluvions supérieure repose sur une autre nappe épaisse dont l'altitude à la base est inférieure à celle du lit de la Stura et dont la composition caillouto-sableuse assure la forte perméabilité. Au sommet de la terrasse, l'altération s'est donc développée dans des conditions de bon drainage. Au contraire, à Vauda di Nole, les fossés épisodiquement creusés en-dessous des coupes de limons montrent que la nappe phréatique baigne les alluvions. La déficience du drainage se

marque à la grande importance des phénomènes d'hydromorphie à la fois dans les alluvions et dans les limons sus-jacents. Il est vraisemblable qu'elle se répercute sur l'ensemble des caractères pédogénétiques au sommet de la terrasse de Vauda di Nole et qu'elle puisse rendre compte de différences constatées par rapport au profil de Robassomero. En conséquence, il ne paraît pas possible de dissocier stratigraphiquement Robassomero et Vauda di Nole dont il faut plutôt retenir les similarités remarquables dans l'altération des roches et la similitude dans la superposition des niveaux de limons recouvrant les alluvions.

4. 8. Les superpositions d'alluvions dans la constitution des hautes terrasses

Dans ce qui précède, l'on a examiné la partie supérieure des alluvions qui composent les hautes terrasses de Vauda di Nole et Robassomero, ainsi que le sol qui y est développé et la série des limons loessiques qui fossilise celui-ci. Cependant les talus par lesquels chacune de ces terrasses domine les niveaux placés en contre-bas, montrent à l'emplacement de quelques grandes coupes, la superposition de deux nappes d'alluvions que différencie leur degré d'altération. Les alluvions inférieures ont été étudiées principalement en deux points:

- Coupe de San Carlo (carte 1/25 000 Cirié F° 56 IV SE)

Au flanc du versant par lequel la terrasse de Vauda di Nole domine celle de Cirié, les alluvions décrites ci-dessus à Vauda di Nole et Ponte Massino se retrouvent au sommet sur une épaisseur de 5 à 7 m. Elles recouvrent des alluvions à matrice sablo-argileuse jaune (10YR5/6) à structure polyédrique avec, à la surface des agrégats, des revêtements rougeâtres (5YR3/6) épais de plusieurs mm, peu abondants, des revêtements rouges (10R3/6), épais mais très clairsemés et des revêtements jaunes (7,5YR3/8) en films continus. Les galets de gneiss sont arénisés, se broient facilement au marteau et se cassent en petits fragments à la main. Les biotites y sont souvent ternies et les feldspaths potassiques se fragmentent à l'intérieur des gneiss oeillés. Les lherzolites très ameublées, de couleur brun vif (7,5YR5/8), se coupent au couteau. De nombreux galets de roches basiques et ultrabasiques se cassent aisément au marteau et ont revêtu partiellement une couleur orange (5YR7/8). Au total le sol développé sur la formation inférieure paraît tronqué de la partie supérieure de ses horizons Bt. Du fait de certains revêtements, la coloration est cependant plus rouge qu'elle ne l'est au sommet de la formation supérieure. De plus, l'altération des galets paraît plus accusée.

- Coupes de Robassomero (Cartes de Fiano F° 56 IV SO et Cirié F° 56 IV SE)

En rive droite de la Stura di Lanzo, le talus de haute terrasse montre une superposition similaire de nappes

d'alluvions le long de plusieurs grandes coupes naturelles, sous le village de Robassomero (Pl. Ic) et en aval de celui-ci jusqu'à la tuilerie de Colombé. L'accès aux coupes est très difficile et n'a permis de faire que des observations fragmentaires. Dans la coupe sous le village de Robassomero, la formation d'alluvions supérieures est épaisse de 7 m environ. Elle recouvre, au sommet de la formation inférieure, un limon épais de 1,50 à 2 m environ, de couleur très claire (7,5YR7/6) à petites taches brunes (7,5YR5/6), à structure polyédrique. Les agrégats portent des revêtements rouges (2,5YR5/6) à rougeâtres (5YR5/6) peu abondants ainsi que des taches noires éparses. En-dessous, la formation caillouteuse inférieure, de couleur plus claire (10YR6/4), visible sur une épaisseur de 12 m environ, présente une structure polyédrique qui devient très instable à la base. Il semble qu'une base d'horizon Bt soit développée sur le limon et qu'elle se poursuive en profondeur, dans les alluvions, par un horizon BC très épais. L'altération des galets affecte principalement les micaschistes et les gneiss dont la plupart se délitent ou se désagrègent. Des galets de serpentine sont aisément fragmentés au marteau. Des galets de roches basiques et ultrabasiques perdent leur cohésion. Ils sont légèrement ameublés pour une partie d'entre eux et peuvent assez aisément être rompus à la main. Ils conservent leur couleur verdâtre originelle ou portent un mince cortex d'altération, jaune ou blanc pour les serpentines, jaune ou brun clair et souvent craquelé pour les autres roches. Des galets de serpentine sont ameublés et ont pris une couleur brune ou jaune. Les galets de gneiss et de micaschistes sont, pour la plupart, désagrégés et parfois tronqués dans la coupe comme la matrice qui les enrobe. L'altération semble nettement plus importante que celle de la nappe d'alluvions sus-jacente puisqu'elle affecte ici des horizons nettement plus profonds. Il apparaît ainsi que les terrasses de Vauda di Nole et de Robassomero sont composées chacune de deux nappes d'alluvions superposées dont la plus ancienne est affectée par la pédogénèse la plus forte. Ce fait indique que les nappes d'alluvions ne se trouvent pas régulièrement étagées selon un ordre d'ancienneté décroissante. Elles peuvent venir se recouvrir, de sorte que la superposition de deux ou plusieurs d'entre elles donne, dans l'organisation du relief, l'apparence d'une terrasse unique.

4. 9. Le sol (IGL 4) sur alluvions des hautes terrasses n'est pas un "ferretto" typique

Parmi tous les sols décrits sur le cône de la Stura di Lanzo en partant des basses terrasses, le sol de Robassomero est le premier à présenter des colorations rouges qui atteignent la gamme de 2,5YR de la charte MUNSSELL, avec des teintes très vives dans l'horizon Bt. Ces couleurs expliquent probablement le fait que les auteurs qui s'en sont tenus à la classification chronostratigraphique de Penck et Brückner aient placé dans le "Mindel" le groupe des hautes terrasses (Carraro et Petrucci 1969). Au niveau de San

Carlo une étroite lanière, considérée ici comme partie intégrante de la haute terrasse de Vauda di Nole, en a été dissociée, pour être placée dans le "Riss" par Gabert (1962). La justification s'est appuyée sur la différence de coloration des sols que l'on attribue ci-dessus à des différences de drainage liées aux conditions stationnelles. Il faut du reste souligner que la dénivellation existant entre les lanières de Vauda di Nole et de San Carlo est insignifiante à nulle sur toute leur longueur. La règle de classification de Penck et Brückner (1909) qui voit dans l'interglaciaire dit "Mindel-Riss" le principal épisode de creusement linéaire des rivières sur les piedmonts se trouve transgressée par un tel essai de subdivision des hautes terrasses. Cependant, le sol sur alluvions de Robassomero-Colombé pose problème. La coloration rouge de la matrice et des revêtements au sommet de la terrasse ainsi que l'altération assez marquée des galets de roches basiques et une kaolinisation très partielle des biotites dans les roches aluminosilicatées, le différencient du groupe des sols sur basses et moyennes terrasses. Mais ces caractères demeurent peu accusés, plus faiblement qu'ils ne le sont dans la nappe d'alluvions sous-jacente, visible à flanc de versant le long de la Stura. Ils ne correspondent pas aux altérations très fortes et épaisses habituellement considérées, dans la littérature, comme caractéristiques du "ferretto" de l'Italie du Nord. De l'examen des coupes ressort l'impression que le sol observé au sommet de la nappe supérieure de Robassomero ne correspond pas à la pédogénèse la plus forte qui puisse se rencontrer sur le cône de la Stura di Lanzo. Il convient donc de continuer l'étude de la série et de comparer l'effet des pédogénèses et des altérations sur les hautes et les très hautes terrasses. Sera examiné tout d'abord ici le sol développé sur la terrasse de rive gauche de Vauda Grande.

5. La très haute terrasse de Vauda Grande et son recouvrement de limons: la pluralité des "ferrettos typiques"

Accotée en glacis au rebord montagneux, la très haute terrasse de Vauda Grande est découpée, à sa partie amont, par des affluents du Malone: le torrente Fisca profond de 25 m sur sa bordure droite et le torrente Fandaglia, profond de 50 m, sur sa bordure gauche. Celui-ci la sépare, à l'amont, de la très haute terrasse de Corio qui la domine de 10 m environ et, à l'aval, de la terrasse plus basse de Barbania (Fig. 2). La terrasse de Vauda Grande se prolonge sur 10 km en aval, par les landes de Vauda Canavese au dessus du village de Front. Elle s'abaisse rapidement avec une pente longitudinale de 18,8 ‰, plus forte que celle de la haute terrasse de Vauda di Nole (12 ‰) qu'elle domine par un talus haut d'environ 30 m à l'amont et 10 à l'aval (Fig. 2; Tabl. 2). Les alluvions sont visibles dans plusieurs ravines qui échancrent le versant ouest de la très haute terrasse, le long du torrente Fandaglia. Ces coupes naturelles montrent le plus souvent des niveaux d'altération profonds à galets désagrégés ou ameublés, englobés dans

une matrice jaune de texture sablo-argileuse. Cependant les teintes changent fortement près du sommet de la terrasse. Des excavations temporaires et des coupes en bordure de route montrent que les alluvions présentent alors des colorations rouge vif et qu'elles sont recouvertes par des limons à horizons alternativement rouges et bigarrés. Les conditions d'études les plus favorables ont été rencontrées, toujours à la partie amont, dans une grande excavation proche du lieu-dit Massa Trucat, à la cote 453, 2 km au S-E du village de Benne (Pl. Id). En ce point précis, la terrasse de Vauda Grande est la surface la plus élevée du cône de la Stura di Lanzo. Elle est écartée de plus de 2 km de tout versant de roche en place formant la bordure montagneuse. Il y a donc tout lieu de penser que son recouvrement limoneux est d'origine éolienne, conformément aux conclusions apportées par Fränzle (1965) au terme de son étude des limons du Piémont. Cette interprétation n'exclut pas la possibilité de remaniements locaux dont les effets seront examinés plus loin. Les limons superposés au sommet de la terrasse ne sont pas disposés en couches d'épaisseur rigoureusement égale, recouvrant des surfaces régulièrement planes. L'un après l'autre, ils sont venus fossiliser des topographies successives de versants surbaissés limitant d'amples vallonnements qui incisent peu profondément le sommet du limon antérieurement déposé ou celui des alluvions sous-jacentes. Les dépôts de Massa Trucat sur la terrasse de Vauda Grande présentent des aspects très spectaculaires, en particulier à l'extrémité sud de l'excavation où se trouvent superposés des niveaux de limons et d'alluvions aux couleurs vives, fortement contrastées. Cette face de l'exploitation sera examinée en premier lieu.

5. 1. Profil Sud de Massa Trucat: les limons

1. Description du profil

Sous un limon loessique meuble, de couleur beige clair, épais de 70 cm environ, les matériaux visibles sur 3,3 m sont décrits dans le tableau 12. Les fissures sub-horizontales sont présentes dans tous les niveaux examinés auxquels elles confèrent un caractère de fragipan. En dessous de 170 cm, les vifs contrastes colorimétriques, la forte densité des lamelles rouges et jaunes, la disposition ondulée des veines grises qui les séparent, sub-horizontale dans l'ensemble mais avec de nombreuses anastomoses, donnent aux matériaux un aspect zébré très caractéristique qui se retrouve à la partie inférieure des coupes tout au long de l'excavation de Massa Trucat. Au stade des observations de terrain il faut relever cette importance des phénomènes d'hydromorphie et/ou de dégradation.

2. Micromorphologie

(travail en collaboration avec N. Fédoroff)

L'étude micromorphologique du profil a été entreprise dans le but de reconstituer, dans leur ordre chronologique, les

Tableau 12: Profil des limons de la coupe de Massa Trucat Sud (Terrasse de Vauda Grande) (Carte topographique 1/25.000, Lanzo Torinese F°56 IV N.O.); South Massa Trucat silt sediment profile (Vauda Grande terrace)

Horizon de 70 à 170 cm :
Limons rouge vif 2,5YR5/8. Texture argilo-limoneuse. Structure primatique, découpée par des petites fissures sub-horizontales qui donnent une sous structure lamellaire. Revêtements abondants, rouges 10R4/6. Petites taches noires à la surface des agrégats. A la base, présence de taches jaunes 10YR6/8 de forme globuleuse, et de petites concrétions noires. Limite inférieure nette.
Horizon de 170 à 210cm :
Limons bigarré, à structure lamellaire et à concrétions. Lamelles sub-horizontales de limon jaune 7,5YR6/8, parfois rouge au centre 2,5YR8/6, séparées par des veines grises anastomosées, à disposition sub-horizontale dominante. Concrétions assez abondantes mais non jointives, rouge sombre ou noires 2,5YR3/6 à 2,5YR3/3, de 3 à 10 cm de diamètre. Limite inférieure nette.
Horizon de 210 à 330 cm :
Limons bigarré à structure lamellaire. Sur-structure prismatique instable. De fines lamelles rouges (épaisseur 0,5 à 3 ou 4 cm) 2,5YR4/8 à 10R4/8, à revêtements rouges 10R4/8, passent à jaune 10YR6/8 à leur périphérie. Elles se décomposent en agrégats aplatis. Elles sont séparées par des veines grises 7,5YR8/0, d'épaisseur 1 à 2 cm, densément anastomosées, à disposition sub-horizontale dominante. Revêtements rouges 2,5YR4/6 et précipitations noires sur les faces structurales.

différentes phases d'élaboration du profil. Avec la description de chaque échantillon, se trouve indiqué le niveau de limon loessique auquel il correspond et la profondeur du prélèvement en dessous du sommet de la coupe. Un essai d'interprétation fait suite à la description de chaque niveau examiné.

* *Limons rouge supérieur*: Profondeur 1 m: Le squelette est très hétérométrique, formé d'un entassement dense de minéraux, débris de roches et papules pris dans une masse brun rougeâtre. Les particules grossières atteignent 100 µm. La granulométrie décroît ensuite régulièrement. La forme des grains est irrégulière, de globuleuse à subanguleuse et anguleuse. La fraction granulométrique la plus grossière comprend: des fragments de roches gneissiques très résistantes; des grains de quartz et de feldspaths potassiques, fissurés pour un certain nombre d'entre eux, avec des ferruginisations rouges dans les fissures; beaucoup de paillettes de muscovites à auréole biréfringente qui exprime leur altération; des papules rouges qui sont des fragments de revêtements remaniés d'un sol plus ancien. Dans la fraction plus fine, des débris de concrétions ferrugineuses voisinent avec des particules à fort relief et avec des petites particules rouges non identifiables.

Des traits texturaux couvrent de 10 à 15 % de la surface des lames et se succèdent dans l'ordre suivant:

- revêtements argileux, rouges de 50 à 200 µm d'épaisseur environ, bien orientés, très peu pédoturbés, non intégrés dans la masse. Ils tapissent des fentes assez nombreuses

et des cavités, colmatant entièrement les plus petites d'entre elles;

- revêtements rouges argileux et limoneux alternés, puis de plus en plus grossiers;
- revêtements argileux gris, très peu nombreux, localisés dans certains vides.

* *Base du limon rouge*. Profondeur 1,5 m: L'ensemble est identique au limon supérieur rouge qui vient d'être décrit mais des plages plus claires, de granulométrie plus grossière s'y distinguent, formées par un entassement dense de minéraux résistants, parfois corrodés, avec très peu de papules et beaucoup moins de particules rouges réparties dans la masse.

Interprétation. Étant donné la présence de papules et l'absence de minéraux ou fragments de roches vulnérables, altérés in situ, il semble que le matériau ait été remanié d'un sol plus ancien. Une nouvelle pédogénèse s'est exercée après le remaniement. Elle s'exprime par l'altération partielle ou la fissuration des muscovites, des quartz et des feldspaths potassiques; par la présence des petites particules rouges qui peuvent correspondre pour partie, à des concrétions mais aussi, pour partie, à des minéraux ferromagnésiens altérés in situ et qui ne sont plus identifiables; enfin par l'existence des revêtements illuviaux rouges argileux puis silteux, suivis de quelques revêtements hydromorphes.

* *Limons bigarré à structure lamellaire, riche en concrétions*. Profondeur 1,90 m: La description est similaire à celle du limon bigarré à structure lamellaire sous-jacent (cf. infra). Mais des concrétions noires abondantes, qui fossilisent le squelette et les revêtements argileux rouges non fragmentés, se sont formées après l'évolution pédologique de celui-ci.

* *Limons bigarré, à structure lamellaire*. Profondeur : 2,5 m: Le squelette des lamelles rouges, peu différent de celui du limon rouge supérieur, est formé par un entassement dense de papules, concrétions noires peu abondantes à contours émoussés, et de minéraux et fragments de roches résistants. Le matériau a subi, au moment de son dépôt, un remaniement cryogénique donnant des ségrégations granulométriques avec des plages à granulométrie plus grossière, d'autres à granulométrie plus fine. Une phase d'illuviation rouge d'abord argileuse et très fine puis plus grossière, fait suite à la mise en place et au granoclassement du squelette. Dans les lamelles blanches, il y a eu lavage du fer et des argiles; au centre des lamelles s'est déposée une argile d'illuviation gris beige presque dépourvue de litage, faiblement orientée, englobant quelques petits fragments de concrétions ferrugineuses jaunes. Le long de grands chenaux parcourant les lamelles blanches, se sont ensuite déposés des apports plus grossiers de particules de 5 à 10 µm, très mal lités et très faiblement orientés, comprenant un très grand nombre de micas. Des ferruginisations fossilisent une faible partie du matériau.

Interprétation: L'existence de papules, la composition à base de minéraux et fragments de roches très résistants indique que le squelette du limon provient du remanie-

ment d'un sol rouge plus ancien. Une pédogénèse in situ fait suite, qui se marque à l'altération partielle des grains du squelette ainsi qu'à des phénomènes d'illuviation et de ferruginisation, ces derniers étant particulièrement importants dans le niveau riche en concrétions. Les revêtements ne sont pratiquement pas fragmentés de sorte que les phases successives de leur mise en place et de l'évolution pédologique se distinguent aisément selon l'ordre suivant:

- phase d'illuviation rouge argileuse, très fine,
- phase d'illuviation rouge devenant de plus en plus grossière,
- phase de dégradation donnant des passées très claires, lavées, le long d'un réseau de fissures sub-horizontales,
- phase d'illuviation hydromorphe argileuse puis silteuse, très claire, les apports étant disposés le long des mêmes fissures. Le rôle de l'illuviation hydromorphe l'emporte sur celui de la dégradation dans le limon bigarré à structure lamellaire.

Au total, une évolution similaire se manifeste au sein des différents niveaux de limon examinés en micromorphologie, au long du profil sud de Massa Trucat. Elle conduit à la formation d'un même type de sol rouge lessivé qui a été ultérieurement soumis à des phénomènes de dégradation et d'illuviation hydromorphes. Mais l'on est fondé à se demander si cette pédogénèse s'est développée pendant la même période, sur le limon bigarré à structure lamellaire et sur le limon rouge sus-jacent. En effet, la base de celui-ci est marquée par la présence de taches plus claires qui correspondent à des fragments remaniés provenant d'un horizon éluvial. La présence de ces fragments évoque un remaniement solifluidal s'exerçant à partir d'un sol précédemment formé (sur le limon sous-jacent ?) dont il reprendrait les horizons A puis les horizons Bt. Le limon rouge du sommet paraît ainsi résulter d'une sédimentation inverse suivie d'une nouvelle pédogénèse.

5. 2. Profil sud de Massa Trucat : les alluvions

1. Description du profil

Les alluvions sont érodées à leur sommet par de vastes vallonnements peu profonds, colmatés par du limon. Elles présentent donc une série de bombements visibles soit à la base des coupes, soit sur le plancher de l'exploitation où se dégage, après enlèvement du limon, une topographie fossile, doucement mamelonnée. Les coupes montrent que les alluvions fortement caillouteuses passent à leur partie supérieure à un limon un peu sablonneux englobant des petits galets et des gravillons épars (cf Tabl. 13). Il paraît logique d'interpréter ce matériau comme un limon de crue déposé alors que le cours d'eau commençait à éroder linéairement la terrasse. L'altération des roches est très forte. Dans le limon de crue, il est difficile de distinguer de la matrice les gravillons très altérés et ameublés. Seuls les gravillons et petits galets de quartz très bien conservés, non cariés, très blancs ou parfois pénétrés à leur périphérie

par des oxydes de fer formant un cortex brun ou rouge sombre, se détachent très nettement sur le fond rouge de la matrice. Les galets de gneiss ont une structure encore reconnaissable mais ils sont extrêmement désagrégés, ameublés et allégés. Les galets de roches microgènes, basiques et ultrabasiques ainsi que des galets de roches métamorphiques telles que les micaschistes à chlorite ou autres minéraux ferro-magnésiens, présentent à leur périphérie un cortex ameubli de couleur rouge, de 10R4/6 à 2,5YR4/6 et 2,5YR5/8, épais de 3 à 5 cm (Pl. Ie). Ce cortex entoure un coeur délité et de couleur jaune ou verdâtre pour les micaschistes, fragmenté et souvent ameubli pour les serpentines, dur et d'apparence tout à fait saine pour des roches telles que les amphibolites et les pyroxénites. Au sommet de certains grands bombements d'alluvions, immédiatement sous les limons, les galets à cortex rouges présentent à leur surface un cortex externe blanchi, peu épais, identique par son aspect à celui qui a été étudié par Icole (1973) sur les terrasses anciennes du piedmont nord-pyrénéen.

2. Minéralogie des argiles et micromorphologie (travail en collaboration avec N. Fédoroff)

Les résultats de l'analyse minéralogique des argiles, pratiquée sur des échantillons de matrice, soulignent l'importance de l'altération. La diffractométrie des RX met en évidence l'absence de lillite ou sa faible représentation, l'existence de vermiculite et un fort développement de la kaolinite confirmé à l'ATD et l'ATP (Fig. 5 et 6). Ces caractères diffèrent sensiblement de ceux des alluvions supérieures de Robassomero et Vauda di Nole (Fig. 5 et 6), mais s'apparentent à ceux des alluvions inférieures fortement altérées de Robassomero où lillite est également mal représentée et la kaolinite fortement développée (Fig. 5 et 6). Le matériau silto-argileux qui forme les lamelles gri-

Tableau 13: Profil des alluvions de la coupe de Massa Trucat Sud (Terrasse de Vauda Grande) (Carte topographique 1/25.000, Lanzo Torinese F°56 IV N.O.)
South Massa Trucat gravel profile (Vauda Grande terrace)

Sur 80 cm d'épaisseur :
<p>Limon bigarré, à structure lamellaire, à petits galets et gravillons épars. Texture argilo-limoneuse, légèrement sableuse. Sur-structure prismatique. Les lamelles sub-horizontales et anastomosées sont rouges au centre 2,5YR4/8 et 10R4/8, passant au brun à la périphérie 7,5YR6/8. Les plus étroites d'entre elles sont brunes jusqu'au centre. Toutes sont ourlées de jaune 10YR8/6. Elles sont séparées par des veines grises 7,5YR8/0, argileuses, silto-argileuses, souvent déviées à l'emplacement des gravillons, devenant moins nombreuses à la base. Revêtements très abondants, rouges 10R4/6 et 2,5YR5/6. Taches noires. Transition graduelle.</p>
Sur 1,10 m d'épaisseur :
<p>Alluvions à matrice rouge 2,5YR4/8. Structure prismatique passant à polyédrique à la base. Revêtements abondants, rouges 10R4/8. Veines grises silto-argileuses, à disposition sub-horizontale ou oblique, déviées par les galets, assez peu nombreuses et le devenant de moins en moins vers la base.</p>

ses des alluvions de Massa Trucat se distingue de la matrice rouge par une représentation moindre de la kaolinite, plus nette de l'illite et par la présence fortement exprimée d'un interstratifié Illite-Vermiculite.

En micromorphologie, l'examen du squelette, dans les lamelles rouges des alluvions de Massa Trucat, montre que les minéraux primaires ont subi une très nette évolution avec: disparition d'une partie des plagioclases; épigénisation en kaolinite des plagioclases résiduels ainsi que d'une partie des feuillets de biotite, d'autres feuillets ou parties de feuillets demeurant au stade de la vermiculite; micro-division des feldspaths potassiques; destruction des minéraux ferro-magnésiens; légère corrosion de certains grains de quartz. Les lamelles rouges révèlent une porosité très faible. Les traits texturaux, composés par la juxtaposition de plusieurs types successifs de revêtements, couvrent environ 30 % de leur surface, ennoyant grains de sable et graviers. Le sol n'a pas été cryoturbé après sa formation, de sorte que les revêtements argileux et les minéraux altérés sont en place, ni disloqués ni intégrés au fond matriciel. Il est ainsi possible de retrouver les différentes phases de l'évolution pédologique et de l'illuviation avec arrivée successive:

- de revêtements jaunes, grossiers, non lités, comprenant beaucoup de particules ferrugineuses dont les plus grosses atteignent 5 μm ;
- de très gros revêtements rouges, argileux, bien triés, d'une épaisseur moyenne de 500 μm . Ils colmatent les espaces intergranulaires et pénètrent dans les principales fissures des minéraux très altérés et des fragments de roches. Leur microlitage est souligné par la présence, en plus ou moins grande abondance, de particules ferrugineuses à dimension proche du micromètre. A la périphérie des lamelles rouges s'observe une déferuginisation des dépôts illuviaux tandis que des concrétionnements ferrugineux rouge sombre ou noirs fossilisent localement l'organisation argilique à l'intérieur des lamelles. Dans l'axe longitudinal des veines grises intercalaires, sont logés des dépôts blancs ou gris, à faible biréfringence, formés de particules incolores dont la taille avoisine 1 à 2 μm .

Interprétation: La mise en place des revêtements rouges correspond à la phase d'illuviation principale. Elle coïncide avec la phase d'altération du matériau originel la plus forte, puisque les revêtements rouges pénètrent dans les fissures et vides de corrosion des minéraux altérés. Elle aboutit, dans cet horizon, à un important colmatage des vides interstitiels du squelette. L'évolution ultérieure dénote un important changement climatique avec établissement d'un système de fissures sub-horizontales qui sont attribuées, comme elles l'ont été à Vauda di Nole, à la ségrégation de lentilles de glace. La dégradation texturale et colorimétrique qui accompagne cette évolution se produit vraisemblablement sous l'influence des eaux de percolation chargées d'acides organiques, circulant rapidement, en période de dégel, à travers ce nouveau système de fissures.

3. Premiers indices en faveur de la subdivision des sols rouges

Tant à l'examen sur le terrain que d'après l'étude micromorphologique, les lamelles rouges du limon de crue à gravillons et du sommet des alluvions se caractérisent par une forte abondance de revêtements argileux rouges. Elles paraissent ainsi correspondre à la partie supérieure d'un sol rouge fortement lessivé, c'est à dire à un horizon B22t ayant évolué en B22tg. Par ailleurs, la décoloration qui affecte, à leur périphérie, les galets altérés ou leur cortex, est similaire à celle qui apparaît à la partie supérieure des vieux sols sur terrasses N-O pyrénéennes. Icole (1973) a assimilé le blanchiment externe des galets à un phénomène de podzolisation se produisant, au terme d'une très forte désaturation des matériaux, dans un horizon superficiel. Un sol rouge lessivé de même type que celui des alluvions s'est développé (peut-être à deux reprises) sur les limons qui les recouvrent. Mais les horizons Bt conservés au sein du limon rouge bigarré et du limon rouge sus-jacent sont moins argileux et moins fortement affectés par l'illuviation que celui qui s'observe sur les alluvions. Ils ne peuvent en représenter la partie supérieure. Il s'avère en outre, que leur formation s'est trouvée précédée au moins par une pédogénèse similaire. En effet la micromorphologie montre que le squelette des limons dans les différents niveaux examinés, est constitué de minéraux très résistants en mélange avec des papules et des concrétions où sont conservés des vestiges de sol(s) rouge(s) lessivé(s) à revêtements argileux rouges et épais. C'est en fonction de ces observations qu'a été poursuivie l'étude de la coupe de Massa Trucat.

5. 3. Profil nord-est de Massa Trucat

Une coupe de limon mise à jour sur la face N. E de l'exploitation a été levée et interprétée en collaboration avec L.M. Bresson et N. Fédoroff (Tabl. 14). Par rapport aux précédentes, elle apporte des précisions complémentaires d'un très grand intérêt pour la reconstitution des épisodes de dépôt et de pédogénèse qui se sont succédés à Massa Trucat. Trois niveaux distincts se superposent: limon rougeâtre très compact (cf Pl. Ila et b), observable au sommet de toute la face E et N.E de l'excavation (I B); limon bigarré, à structure lamellaire, d'aspect zébré (II B); limon rouge vif à la base (III B). Ils sont séparés l'un de l'autre par de minces niveaux de couleur plus claire (IIA et III A), le plus élevé d'entre eux étant très pâle et très apparent dans la coupe. La micromorphologie (collaboration avec N. Fédoroff) permet de différencier plusieurs épisodes de pédogénèse.

a) *Limon rougeâtre, de 0 à 80 cm:* Squelette formé de fragments de roches et de minéraux (quartz et muscovite) très résistants, de forme fréquemment anguleuse. S'y ajoutent des petites papules, ainsi que des concrétions ferrugineuses roulées qui fossilisent un squelette similaire à

Tableau 14: Profil des limons de la coupe de Massa Trucat N-E (Terrasse de Vauda Grande) (Carte topographique 1/25.000, Lanzo Torinese F°56 IV N.O.)
N-E Massa Trucat silt sediment profile (Vauda Grande terrace)

Horizon de 0 à 80 cm :
IB Limon très compact, observé à la partie supérieure et tout au long de la coupe E et N-E. Juxtaposition de plages rouges 2,5YR5/8, rougeâtres 5YR5/8 à 5YR6/6 et de plages brun clair 7,5YR4/4 assez bien délimitées. Taches noires peu abondantes. Petites concrétions rouges et noires éparses. Texture limoneuse, assez faiblement argileuse. Structure prismatique. Sur-structure en grands prismes délimités par un réseau de veines verticales ou obliques, très pâles 10YR8/2, bordées de jaune 10YR8/4. Nombreuses cavités qui communiquent et forment de petites galeries. Revêtements rougeâtres 5YR4/4 et 5YR4/6 principalement à la surface des agrégats. Revêtements rouge sombre 2,5YR4/6 le long de certains pores. Limite inférieure très nette et irrégulière, dessinant des digitations.
Horizon de 80 à 100-110 cm: (Pl. IIa):
II.A. Limon clair et tacheté. Très pâle dans l'ensemble 10YR8/1, englobant des taches jaunes 10 YR6/8, rougeâtres 5YR5/8 et parfois rouges 2,5YR5/8, de quelques millimètres à 1 ou 2 cm de diamètre. Structure prismatique instable. Limite inférieure nette.
Horizon de 100-110 à 190 cm :
II.B. Limon bigarré à structure lamellaire. Sous-structure en minces agrégats aplatis; à texture limono-argileuse; rouges 2,5YR5/8 passant à rougeâtres 5YR6/8 à la périphérie; séparés par des veines sub-horizontales et anastomosées de limon poudreux gris clair 10YR8/1. Petites taches rouges et noires éparses. Limite inférieure légèrement ondulée, très nette.
Horizon de 190 à 220 cm : (Pl. IIb)
III A. Limon relativement pâle, rougeâtre 5YR5/8, englobant des plages rouges 2,5YR4/8. Structure prismatique. Veines gris clair 10YR8/1, peu densément réparties et à disposition variée: verticale, sub-horizontale ou en festons. Revêtements rouges 10R4/6. Petites concrétions d'abondance moyenne, noires et rouge vif. Transition graduelle.
Horizon de 220 à 260 cm : (Pl. IIb)
III B. Limon rouge 2,5YR5/8 et 10R5/8 avec des taches plus pâles, rougeâtres 5YR6/8 et brunes 7,5YR7/6, éparses. Structure prismatique. Revêtements rouges 10R4/6 abondants. Veines gris clair 10YR8/1, ourlées de jaune 10YR7/8, espacées, à disposition variée. Interruption du profil.

celui du limon environnant et des revêtements argileux rouges et jaunes.

A la mise en place de ce matériau fait suite une pédogénèse qui se décompose en deux phases successives:

- illuviation avec apports assez grossiers, brunâtres ou brun rouge, colmatant en partie les vides interstitiels;
- formation de zones blanchies, à disposition assez irrégulière, par lavage du matériau et surtout par hydromorphie.

L'exportation du fer l'emporte largement sur l'entraînement mécanique des matériaux fins.

Interprétation (a): La composition du squelette (minéraux résistants, absence de minéraux vulnérables et altérés), la présence de papules et de nodules ferruginisés

indiquent que le limon remanie un sol rouge, développé sur un matériau plus ancien. Il semble que se trouve repris un matériau assez clair provenant d'un horizon éluvial mêlé à des éléments - papules et concrétions- provenant du sommet d'un horizon rouge illuvial. L'ensemble fait penser à un grand colluvium. Le matériau remanié, observable au sein des concrétions, présente des ressemblances frappantes avec le limon rouge, décrit à la partie supérieure du profil sud (§ 5. 2.).

b) Limon de couleur claire, de 80 à 100-110 cm: Squelette formé de minéraux résistants avec de nombreuses petites papules rouges ou partiellement décolorées. Ségrégation granulométrique des grains et particules donnant des plages plus grossières et d'autres plus fines. Une phase d'illuviation fait suite donnant des revêtements rouges microlités avec une alternance de lits argileux et de lits formés d'une fraction finement limoneuse (de 5 à 10 µm). Ces revêtements remplissent partiellement les espaces intergranulaires ou sont faiblement intégrés au fond matriciel. L'ensemble constitué par le squelette et les revêtements forme des agrégats de dimensions variables qui sont des fragments d'horizon Bt souvent fossilisés et protégés par des imprégnations ferrugineuses brunes, ou partiellement décolorés et passant du rouge au jaune. Entre ces agrégats, dans des fissures horizontales et autres vides majeurs, se localisent des accumulations mécaniques qui deviennent de plus en plus pâles et grossières. De rougeâtres et argilo-limoneuses mal lités, elles passent à brunâtres et limoneuses avec beaucoup de papules et de micas. Cet ensemble est partiellement fossilisé par des ferruginisations. Des accumulations grossières, très décolorées et lavées se sont logées entre celles-ci. Il y a entassement, dans les fentes les plus larges, de sables gris parmi lesquels prédominent les grains de quartz; et dépôt dans les fissures plus fines, de limons gris riches en paillette micacées.

c) Limon bigarré à structure lamellaire, de 100-110 à 190 cm: Dans les lamelles rouges se retrouve un squelette formé principalement de grains de quartz et de muscovite, avec quelques petites concrétions roulées et de nombreuses papules. Une ségrégation granulométrique contemporaine du dépôt y a donné des plages plus grossières et plus fines juxtaposées. Des revêtements argileux originellement rouges, abondants, colmatent partiellement les vides interstitiels. Ils ont été fréquemment dérubiés sous l'effet de l'hydromorphie et ont alors acquis une couleur brun rouge à brune, sauf lorsqu'ils ont été protégés par des imprégnations ferrugineuses. L'évolution ultérieure s'est faite principalement le long des fissures sub-horizontales sur la bordure desquelles s'est produite une forte éluviation avec entraînement des particules fines et dérubiés par migration du fer lié aux argiles. Aux zones éluviées se juxtaposent des revêtements argilo-limoneux gris, localisés dans l'axe longitudinal des fissures.

Interprétation (b et c): L'évolution qui s'est développée au sein des niveaux de limon b et c se décompose en phases clairement distinctes, prenant place, successivement, comme suit:

- Mise en place d'un limon remaniant partiellement les horizons A et Bt d'un sol rouge plus ancien;
- Formation d'un horizon Bt de sol rouge lessivé. Le colmatage des vides intergranulaires est moindre qu'au sommet des alluvions de Massa Trucat examinées sur la face sud de l'excavation (§ 5. 2. 2.). Il semblerait que l'on soit ici en présence d'un horizon un peu plus profond, de type B23t et dont ne subsistent plus que des fragments protégés par des imprégnations ferrugineuses. Dans le limon sous-jacent, la dégradation s'est exercée très sélectivement le long du réseau des fissures sub-horizontales et anastomosées. Il semble que les ferruginisations qui fossilisent localement l'organisation argilique antérieure se soient produites à peu près en même temps, dans des conditions d'hydromorphie favorable aux phénomènes d'oxydo-réduction;
- L'illuviation hydromorphe canalisée dans le même réseau de fissures sub-horizontales peut être à peu près contemporaine de la dégradation ou ultérieure à celle-ci.

d) Limon rougeâtre à plages rouges (190 à 220 cm) et limon rouge (220 à 260 cm): Le squelette est semblable à celui des limons sus-jacents et présente les mêmes phénomènes de grano-classement. La granulométrie est un peu plus grossière. La phase d'illuviation qui fait suite à la sédimentation est marquée par un apport de revêtements argileux rouges très épais et très abondants, finement microlités dans l'horizon rougeâtre. Ils passent progressivement à des revêtements de plus en plus grossiers, encore rouges puis brunâtres. Cet ensemble de caractères est bien observable dans le niveau de limon rouge. Il se retrouve dans le niveau rougeâtre, au sein de grands îlots souvent ferruginisés, juxtaposés à des poches fortement cryoturbées, remplies de limons et de sables délavés gris et blancs. En fin d'évolution, des revêtements argileux gris hydromorphes se sont déposés le long des principales fissures verticales et sub-horizontales dont ils soulignent la disposition. Il s'agit de revêtements gris à lits alternés limoneux et argileux, puis entièrement argileux. Ils sont similaires à ceux qui ont été observés dans le limon sus-jacent.

Interprétation (d): Les niveaux de limons rougeâtre et rouge, de 190 cm jusqu'à la base de la coupe, ont subi tous deux la même évolution pédologique, venant après un même épisode de sédimentation. La première phase de pédogénèse a entraîné la formation d'un sol rouge lessivé. L'horizon B22t de ce sol subsiste, sous forme de vestiges, dans les îlots rouges, souvent ferruginisés, du niveau rougeâtre d. Il se retrouve dans le niveau rouge, beaucoup plus continûment conservé et passant vers la base à un B23t. Avec le changement qui survient dans la granulométrie des revêtements rouges puis bruns, s'exprime une première modification dans les caractères de la pédogénèse qui annonce la dégradation. Une organisation éluviale se surimpose à l'organisation argilique des horizons illuviaux. La dégradation brutale qui fait suite se manifeste principalement dans le niveau rougeâtre. Comparée à celle qui s'est exercée plus haut dans la coupe, au sein du limon b de couleur très claire, la dégradation se montre ici moins

importante en ce sens qu'elle affecte une moindre partie du matériau. Les phénomènes d'oxydo-réduction qui l'accompagnent sont, par contre, très développés, donnant de nombreuses concrétions noires ou rouges qui fossilisent des îlots résiduels d'horizon illuvial très développé, B22t, datant de la phase précédente. Dans le niveau rougeâtre l'ensemble des matériaux a été ensuite fortement cryoturbé. L'ordre de succession des phases d'évolution du sol confirme donc très nettement le rôle de la détérioration climatique dans le déclenchement des processus de dégradation. Les revêtements gris hydromorphes, semblables à ceux qui se sont logés dans le réseau de fissures sub-horizontales et anastomosées du limon c sus-jacent, semblent les prolonger en profondeur. Ce caractère pourrait avoir été, au moins partiellement, acquis pendant la pédogénèse du limon c, se surimposant au sol développé sur le limon d.

5. 4. Subdivision des sols rouges de Vauda Grande

Au sommet de la terrasse de Vauda Grande, tant sur les alluvions que sur les limons sus-jacents, s'est donc développé un type de sol différant fortement de tous ceux qui ont été précédemment examinés. A la fois par sa couleur rouge et par l'intensité des phénomènes d'altération qui y apparaissent, il correspond à ce qui est habituellement décrit dans la littérature comme le "ferretto" italien typique, c'est à dire au sol classiquement attribué au "grand interglaciaire Mindel-Riss". Le problème se pose immédiatement de savoir si une seule et unique période de pédogénèse a exercé ses effets à la fois sur les limons loessiques et les alluvions de Vauda Grande, après la mise en place de l'ensemble de ces matériaux. D'un point de vue méthodologique, il est intéressant de relever les objections que soulèvent, à cet égard, l'examen du profil sud de Massa Trucat d'extension et d'épaisseur si réduite soit-il.

Une succession identique de phases de dépôts et de pédogénèse, se déroulant selon un ordre chronologique précis, est inscrite au sommet des alluvions et dans chacun des limons sus-jacents. La mise en place de chaque limon est due à un apport éolien accompagné de remaniement cryogénique in situ et souvent de solifluxions en provenance de versants en pente douce qui recoupent les dépôts plus anciens. Chaque nouveau matériau originel ainsi déposé remanie en partie le sol ou les sols formés sur les sédiments plus anciens préalablement pédogénéisés. Un sol interglaciaire rouge lessivé s'est formé après chaque dépôt avec 1) altération des roches et des minéraux; les minéraux résistants sont fortement représentés dans le squelette des limons; les minéraux peu résistants (tels que biotites et plagioclases) ne sont abondants que dans les alluvions où ils ont subi une très forte altération in situ de type monosiallisation avec transformation partielle en kaolinite et 2) développement d'un horizon argilique à revêtements argileux rouges qui pénètrent entre les grains du squelette et dans les fissures et vides de corrosion des

minéraux altérés. L'illuviation s'est alors produite en milieu poreux et perméable.

L'étude de la coupe de Massa Trucat sur la terrasse de Vauda Grande n'a pas été assez exhaustive, les levés pas assez complets pour que l'on puisse aboutir à une interprétation sûre en ce qui concerne le dénombrement des sols rouges lessivés interglaciaires superposés et/ou plus ou moins surimposés en ce lieu. Cependant, il est certain que deux "ferrettos" au moins s'y trouvent superposés: l'un est développé sur les alluvions passant à leur sommet à un limon de crue; l'autre sur un limon d'origine éolienne, remaniant, principalement dans sa partie inférieure, le sommet des alluvions ferritisées à topographie légèrement vallonnée; ce second limon a été lui-même érodé et localement remanié à son sommet après altération. Mais, plus vraisemblablement, ce sont trois "ferrettos" distincts qui se trouvent superposés à Massa Trucat. L'un est développé au sommet des alluvions. Il a été érodé à son sommet et partiellement remanié après sa dernière phase de pédogénèse. L'autre s'est formé sur le limon sus-jacent. C'est un sol d'aspect zébré, à lamelles rouges, jaunes et grises alternant selon une disposition horizontale dominante, mais avec des anastomoses. Il semble possible de le corrélérer avec le sol d'aspect similaire développé sur le limon loessique visible à la base de la face est. A sa partie supérieure, ce dernier est lui aussi fortement concrétionné et des vallonnements à longs versants en pente douce y sont découpés. Le troisième sol est développé sur le limon loessique meuble et les phases successives d'altération rubéfiante et de dégradation lui ont également conféré un aspect zébré caractéristique. Les rapports de ce dernier cycle de pédogénèse avec l'évolution du niveau rouge supérieur de la face sud sont mal connus. Cependant, à l'examen micromorphologique, le squelette du limon rouge supérieur de la face sud apparaît comme celui d'un matériau essentiellement colluvionné. Eu égard à la faiblesse générale de la pente des interfluves, l'on peut penser à un grand écoulement solifluidal de limon préalablement ferritisé réduit à un état boueux. Mais cette mise en place a été suivie d'une nouvelle pédogénèse rubéfiante marquée par la présence de revêtements argileux rouges abondants et non pédoturbés. En conséquence, il est vraisemblable que trois "ferrettos" se superposent également dans la partie sud de l'exploitation: l'un sur les alluvions et le limon de crue; un second sur le niveau de limon bigarré; un troisième sur le niveau de limon rouge. Sur la face N-E, l'étude micromorphologique a mis clairement en évidence l'existence de deux "ferrettos" superposés, séparés par un horizon de dégradation cryogénique. Un grand colluvionnement de limon remaniant les horizons A et B d'un sol rouge, recouvre cet ensemble. Il paraît différent du colluvionnement de la face sud, et plus récent que celui-ci. Il a été, en effet, dans des conditions de station similaires, suivi d'une pédogénèse marquée par une illuviation brun-rougeâtre et non plus par une illuviation rouge.

La dégradation qui fait suite à la formation de chaque sol lessivé se produit en milieu hydromorphe et est ac-

compagnée ou immédiatement suivie de déformations indicatrices de conditions périglaciaires. Toute tentative d'attribution des sédiments et des sols de Vauda Grande à une série de glaciaires et interglaciaires demeure pour l'instant hypothétique. Parmi tous les sols examinés à Massa Trucat, c'est le plus récent d'entre eux, développé sur le colluvionnement au sommet de la face nord-est, qui s'apparente le plus au sol sur alluvions de Robassomero. Accepter l'hypothèse de leur contemporanéité revient à attribuer le sol à l'interglaciaire IGL4 (Stade $\delta^{18}\text{O}$ 11) et le sédiment au glaciaire GL5 (Stade $\delta^{18}\text{O}$ 12). Les sédiments formant les limons rouges (ou limons zébrés à lamelles rouges) sous-jacents se rapporteraient ainsi, à supposer que la série en soit complète, aux glaciaires (GL6) et (GL7) et les sols interglaciaires rouges développés sur chacun d'entre eux aux interglaciaires (IGL5) et (IGL6). Au terme de cette argumentation, l'on se trouve ainsi conduit à placer les alluvions formant la très haute terrasse de Vauda Grande et le "ferretto" qui s'y est développé, au minimum dans le glaciaire (GL8) et l'interglaciaire (IGL7) correspondant aux Stades $\delta^{18}\text{O}$ 18 et 17 (Tabl. 1). Il faut souligner qu'une telle tentative est fortement entachée de risques d'erreur, puisqu'elle se fonde sur un décompte depuis le sommet (count from the top) n'excluant pas qu'il y ait des hiatus dans la série des sédiments et des sols.

6. La très haute terrasse de Balangero

Aux abords de la ville de Lanzo, à la sortie de la Stura di Lanzo sur le piedmont, ses courts affluents de rive gauche découpent selon une direction NO-SE une série d'étroites lanières parallèles, formées ou couronnées d'alluvions anciennes sur lesquelles sont développés de grands sols rouges. Les lanières de Lanzo, S. Anna, Eremo dont les altitudes varient d'amont en aval de 540 à 533 m composent cet ensemble qui paraît entaillé dans la même nappe d'alluvions. S'y ajoutent, en aval, au-dessus du village de Balangero, des lambeaux de terrasse d'altitude absolue 525 m (altitude relative environ 95 m) plaqués contre le rebord montagneux. Les observations ont été concentrées en ce point, mettant à profit l'existence d'une très grande coupe dont l'étude détaillée permet de reconstituer les différentes étapes de la formation d'un grand sol rouge sud-alpin.

6. 1. Le paléosol de Balangero: description d'un grand "ferretto" piémontais

Les alluvions de Balangero ont été observées, sur une forte épaisseur, le long de la route conduisant du village de ce nom à la carrière d'asbeste, Amiantifera di Balangero, puis de la route qui s'y embranche pour donner accès au terrain de sports. Ces routes en lacets entaillent de la base au sommet la très haute terrasse de Balangero, sur 50 m de haut environ. En dessous d'une formation de versant à galets cassés, elles recoupent les alluvions en place qui sont altérées sur toute leur épaisseur visible. Les alluvions ont

été déposées par le torrent juste à sa sortie de la montagne. Elles ont, en conséquence, une granulométrie très grossière et le stock caillouteux très abondant comprend, au côté des galets, de nombreux blocs de longueur supérieure à 20 cm. Selon leur nature pétrographique, tous ces éléments sont ameublés, désagrégés ou fragilisés. L'énorme épaisseur de l'altération pose un problème. L'accumulation des alluvions est-elle le fait de plusieurs périodes glaciaires séparées par des périodes pendant lesquelles se sont formés des sols dont ne subsisteraient plus que des horizons BC superposés, non différenciables entre eux ? L'altération de l'ensemble est-elle simplement due à l'action de nappes phréatiques drainantes ? Il ne paraît pas possible de répondre. Mais ce qui est clair est que le matériau altéré ne revêt qu'à sa partie supérieure l'aspect typique d'un "ferretto" épais extrêmement bien développé. Au sommet de la terrasse, un limon rougeâtre, épais de 80 à 100 cm, est visible dans des fossés. Juste en dessous, la coupe principale étudiée

entaille les alluvions sur une vaste extension et met à jour le profil décrit ci-après (Tabl. 15 et Fig. 9).

Entre 9 et 12 à 15 m de profondeur, la matrice est jaune 10YR7/4, à texture sableuse assez faiblement argileuse, à structure polyédrique instable; avec des bandes brunes plus vivement colorées 7,5YR7/6 à 6/6 à texture sablo-argileuse, structure polyédrique, revêtements rougeâtres minces et épars. Dans ces bandes, certains galets présentent de petits cortex rouges 2,5YR3/6 ou 2,5YR7/8 discontinus et très minces. A sa partie supérieure, sur 5 m d'épaisseur environ, le sol de Balangero est un exemple extrêmement représentatif de ce qui est classiquement désigné en Italie comme le "ferretto typique". Il ne s'agit pas d'un sol uniformément rouge. Des niveaux très rouges et argileux à caractère d'horizons Bt se superposent à des horizons de couleur jaune, provisoirement interprétés ici comme des horizons B et BC. Depuis longtemps, il a été fait état de la subdivision en horizons pédologiques morphologiquement

Tableau 15: Profil des alluvions de Balangero (Carte topographique 1/25.000: Lanzo Torinese, F° 56 IV N.O.)
the Balangero gravel profile

Horizon de 0 à 80 cm - Sur alluvions altérées, remaniées par colluvionnement au sommet du versant :	<p>sous, se disposent concentriquement autour de chaque galet. A la surface de ces derniers, des précipitations ferrimanganeuses forment une pellicule noire, continue au sommet de l'horizon, dendritique à la base. Les galets ou les blocs, très fortement altérés, présentent des couleurs contrastées, fonction de leur nature pétrographique originelle (Pl. IIc)</p> <p>- La couleur est très blanche pour les roches quartziques comme les leptynites ; jaunâtre ou parfois légèrement rose pour des gneiss à grains moyens et pour les gneiss ocellés dont les porphyroblastes de feldspaths potassiques sont à l'état farineux, pulvérulents et blancs.</p> <p>- Des cortex de plus forte altération, bruns ou jaunâtres, s'individualisent à la périphérie des blocs et galets formés de roches résistantes tels que des gneiss rubannés et des serpentines, le coeur des galets étant lui-même altéré mais encore identifiable.</p> <p>- Le fait le plus spectaculaire est la coloration rouge vif (plus intense que 2,5YR4/8 et 10R4/8) de galets et de blocs altérés, très allégés et ameublés formés de roches basiques et ultrabasiqes, microgrenues, très résistantes telles que des amphibolites, des pyroxénites ainsi que des schistes à chlorite et des roches métamorphiques à amphiboles, pyroxènes, péridots, grenats et autres minéraux ferro-magnésiens. Selon leurs dimensions, ces blocs ou galets sont rubéfiés à coeur ou selon un cortex dont l'épaisseur atteint 10 cm dans la partie supérieure de l'horizon et diminue en profondeur, ménageant un coeur moins altéré, jaune ou verdâtre, qui permet d'identifier la nature pétrographique originelle de la roche (Pl. IId)</p>
Matrice rouge 2,5YR5/8. Texture argilo-limono-sableuse. Galets épars altérés mais encore relativement cohérents, souvent cassés, avec des fragments disjoints.	
Horizon de 80 à 170 cm - Sur alluvions altérées in situ :	Horizon de 480 à 620 cm - Sur alluvions altérées :
<p>Matrice rouge 10R5/8. Texture argilo-sableuse, très fortement argileuse. Structure lamellaire. Des veines blanches 10YR8/1, ourlées de jaune ocre 10YR6/8 sillonnent densément le matériau rouge. Elles ont une disposition d'ensemble sub-horizontale mais présentent des anastomoses. Elles contournent les galets ou plus souvent les traversent en mettant à profit leurs fissures. Au sommet de l'horizon, elles sont déformées par des guirlandes de cryoturbation et traversées de quelques fentes verticales dans lesquelles est tombé un matériau terreux à galets épars, provenant de l'horizon sus-jacent. En dessous, la densité des veines blanches bordées de jaune diminue rapidement vers le bas, tandis que s'épaississent les lamelles rouges entre lesquelles elles s'intercalent. Exception faite des quartz filoniens et des quartzites bien conservés, les galets sont extrêmement altérés, désagrégés, ameublés et allégés. Tel est le cas des gneiss qui sont à peine reconnaissables. La nature pétrographique originelle des roches est souvent impossible à identifier. Certains galets et blocs très ameublés et poreux ont acquis une couleur rouge vif 10R4/8 et 2,5YR4/8 et portent à leur périphérie un cortex jaune, dérubéfié 10YR6/8 ou 5/8. Les serpentines, dont aucune n'est plus identifiable à ce niveau, figurent dans cette catégorie.</p> <p>Des précipitations noires d'oxydes et/ou hydroxydes de fer et de manganèse forment un enduit quasi continu à la surface des galets. Elles se rencontrent aussi dans la matrice, sous forme de taches à contours diffus, de concrétions et de plaques noires indurées. Passage rapide à l'horizon sous-jacent.</p>	<p>Matrice rougeâtre 5YR6/8 au sommet, passant rapidement à brun jaune 7,5YR6/6 à 7/6, puis devenant jaune 10YR7/6 à la base avec des passées de couleur plus soutenue et plus rougeâtre 5YR6/6. Texture argilo-sableuse. Structure polyédrique. Les galets sont encore fortement altérés, en particulier la plupart des gneiss sont très désagrégés, mais les porphyroblastes de feldspaths potassiques (observés dans les gneiss ocellés) sont simplement fragilisés et non plus pulvérulents. Les galets de roches basiques et ultrabasiqes et autres galets à minéraux ferro-magnésiens sont altérés. Ils se cassent à la main ou peuvent être aisément fragmentés au marteau; mais ils sont de couleur jaunâtre ou verdâtre avec souvent un très mince cortex rouge à rougeâtre.</p>
Horizon de 170 à 480 cm - Sur alluvions altérées dans lesquelles dominent les teintes rouge vif :	
Matrice rouge 2,5YR5/8 au sommet, devenant rougeâtre 5YR6/8 à la base. Texture argilo-sableuse, très argileuse. Structure prismatique. Revêtements argileux, très abondants, rouges 10R5/6 au sommet, passant à 2,5YR5/8 à la base. D'autres revêtements de couleur rouge sombre 2,5YR3/6, d'une épaisseur de 1 cm ou plus à la partie supérieure de l'horizon et diminuant en des-	

différenciés du "ferretto" lombard (Mancini 1969) et des sols similaires de la région de Florence (Valenti et Sanesi 1966) et de Parme (Ferrari et Magaldi 1968). Du point de vue de l'établissement d'un canevas stratigraphique fondé sur les observations de terrain, la conséquence pratique est qu'une coupe peut mettre à jour des horizons altérés de couleur jaune, quand elle n'est pas ménagée à la partie tout à fait supérieure d'un dépôt, sans qu'il y ait matière à nier l'âge ancien de celui-ci.

Plusieurs autres aspects doivent être distingués dans le profil de Balangero. Il semble tout d'abord que la formation des enduits noirs à la surface des galets ainsi que des concrétions noires en forme de plaques, abondantes à la partie supérieure du profil, puisse être interprétée comme un phénomène secondaire. Icole (1973) a décrit le même phénomène à la partie supérieure des sols développés sur les très hautes terrasses du piedmont N-O des Pyrénées. Il l'attribue à un engorgement temporaire du profil, au moment des pluies, consécutif à l'altération préalable du matériau et à l'imperméabilisation qui en est résultée. Ce caractère, bien marqué à Balangero, sera réexaminé ci-dessous après l'analyse micromorphologique du profil. D'autre part, le développement des bandes et des cortex jaunes, dans la partie superficielle des alluvions, apparaît en première approximation comme une "dégradation" tout au moins colorimétrique et texturale du sol rouge préalablement développé. Se surimposant à ce phénomène l'on a noté l'existence de guirlandes de cryoturbation soulignées par ces contrastes de couleur et bien apparentes au sommet des alluvions. Il est important d'insister sur le rôle des actions périglaciaires dans l'élaboration d'un profil pédologique typique sur haute terrasse. Faut-il admettre, pour autant, qu'elles succèdent immédiatement aux phénomènes d'altération ou peuvent-elles en être séparées par un long intervalle de temps ? L'analyse micromorphologique du profil apportera ci-dessous une réponse.

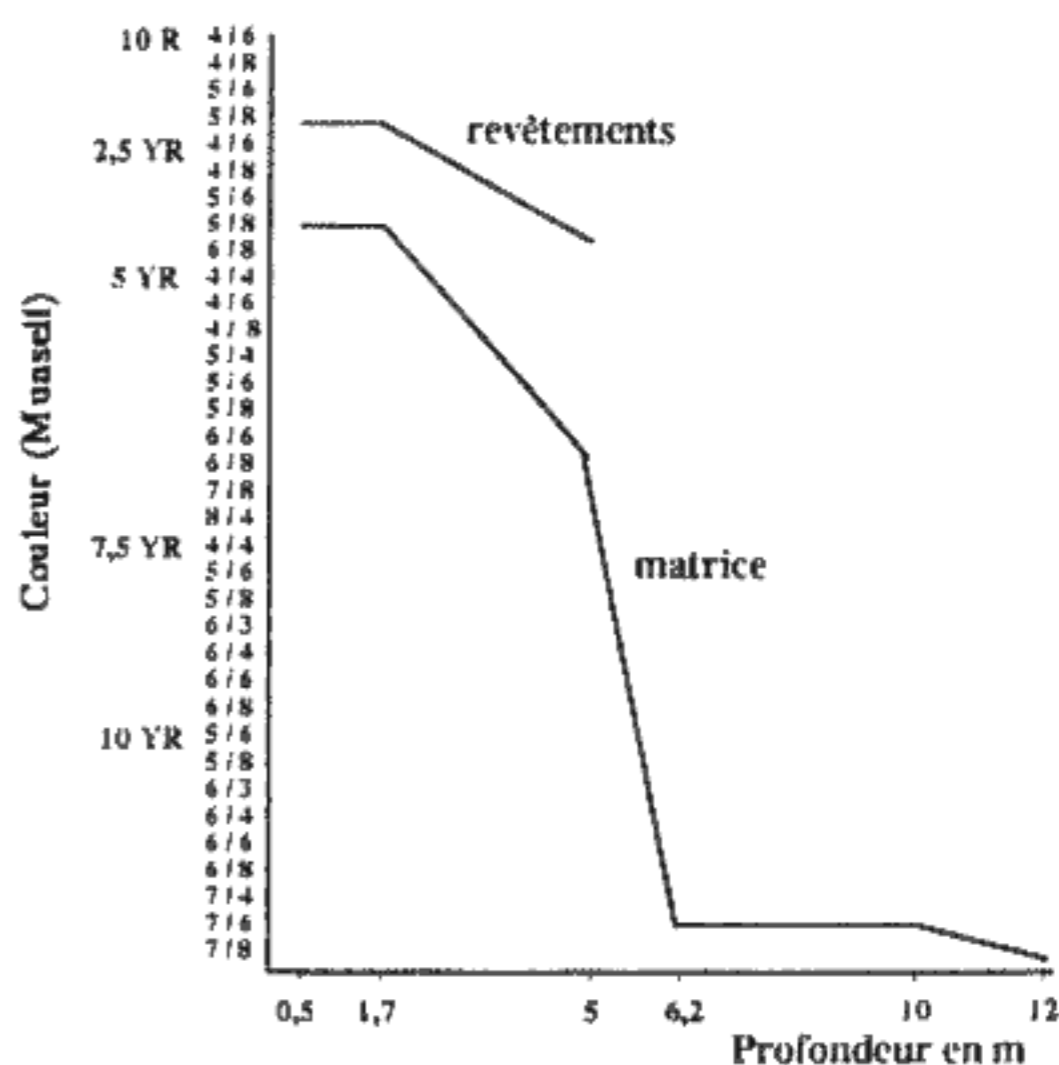
Cependant, le fait fondamental réside dans la très forte altération du matériau qui se marque à l'importance de l'argilification, l'épaisseur très forte des horizons pédologiques et l'état de décomposition des galets placés au sein de ceux-ci. Deux traits caractéristiques méritent d'être à nouveau soulignés. Il s'agit, d'une part, du très fort ameublissement de la quasi totalité des galets et des blocs; d'autre part, de la forte rubéfaction qui affecte, sur les 5 m supérieurs du profil, non seulement la matrice et les revêtements argileux (Fig. 10) mais aussi certains galets et blocs correspondant à des catégories pétrographiques précises (Pl. IIc et II d).

Du premier de ces caractères il résulte que les galets et les blocs sont tronqués à la pelle mécanique en même temps que la matrice, donnant à une coupe artificielle fraîche, l'aspect plan d'une mosaïque (Pl. IIc). Cet aspect a été, depuis longtemps signalé par des auteurs italiens comme Venzo (1965) et Mancini (1969) qui en ont fait parfois le principal critère permettant, avec la couleur rouge de la matrice, de diagnostiquer sur le terrain l'existence d'un

véritable "ferretto". A Balangero -en l'absence de quartzites et de grès quartzeux- seul le quartz semble présenter une résistance particulière. Les galets de quartz filoniens ne sont pas cariés, ne portent pas trace d'altération visible à l'oeil nu. Tous les autres galets y compris ceux de roches basiques et ultrabasiques microgrenues habituellement très résistantes, aux moyennes latitudes, sont tranchés net au bulldozer. Dans les galets de roches cristallophylliennes, telles que les gneiss à grain moyen, les leptynites et gneiss leptynitiques, tous les minéraux se microdivisent -exception faite des quartz- de sorte que les galets pauvres en quartz ou à grain originellement fin peuvent être coupés au couteau. Lorsque la coupe évolue sous l'effet du ruissellement, ce sont principalement ces roches qui continuent de lui conférer un aspect partiel de mosaïque. Les autres galets et blocs se raient profondément au couteau, en crissant et se désagrégeant. Bien qu'ils puissent être aisément cassés au marteau et souvent rompus à la main, leur surface est lentement polie et mise en relief par les eaux ruisselant le long de la coupe.

Les violents contrastes colorimétriques dus à l'altération et à la rubéfaction très sélective de certaines catégories pétrographiques de galets inclus au sommet du profil dans une matrice rouge, constituent un caractère peut-être encore plus frappant des grands "ferrettos" italiens (Pl. IIc). L'existence, à la partie supérieure des grands "ferrettos" piémontais et lombards, de galets rouges et de galets à cortex rouges de couleur plus vive que celle de la matrice, accompagnant l'altération de roches très résistantes en climat tempéré, a été signalé pour la première fois par Billard (1973 a et b).

Des sols similaires à celui de Balangero ont été observés au sommet des très hautes terrasses de la Stura di Lanzo,



10. Changement, avec la profondeur, de la couleur de la matrice et des revêtements, dans le paléosol de Balangero. Changes with depth of the color of the matrix and coatings in the Balangero palaeosol.

sur des alluvions dont la composition pétrographique diffère un peu de celle de Balangero. L'un d'eux est développé au sommet de la terrasse de Corio, adjacente au cône de la Stura di Lanzo dans la partie nord-occidentale de celui-ci et qui se raccorde en glacis au versant montagneux. Il montre une matrice rouge à rougeâtre -2,5YR5/8 à 5YR5/6- englobant des galets très altérés parmi lesquels dominent les roches métamorphiques. L'altération de ceux-ci se fait dans des teintes diverses, spécifiques des différentes roches. Les galets et blocs de schistes rubéfiés à chlorite sont très abondants. Selon leur dimension, ils sont ameublés et rubéfiés (10YR6/8 à 2,5YR4/8) à coeur ou selon un cortex dont l'épaisseur atteint 20 cm au sommet des coupes, le coeur demeurant jaune 10YR7/6 ou verdâtre 5Y6/4 à 5Y7/3. Les gneiss rubannés conservent généralement un coeur assez cohérent de couleur brune entouré d'un cortex rouge. Certains gneiss sont grisâtres ou très blancs, extrêmement allégés et désagrégés, avec des feldspaths potassiques pulvérulents. Dans les différentes coupes examinées, le matériau montrait une texture argilo-sableuse; une structure prismatique souvent instable; des revêtements rouges 10R3/4 à 10R4/8 souvent concentrés à la périphérie des galets et recouverts, à la partie supérieure des profils, d'une pellicule continue d'argile blanche épaisse de 1 à 5 mm. Un "ferretto" est également développé au sommet de la très haute terrasse de rive droite de Fiano. Le matériau à matrice rougeâtre emballant des galets altérés cassés, observable à flanc de versant du torrent Ceronda, sur près de 60 m de haut, est une formation de versant qui remanie les horizons supérieurs rouges développés au sommet de la terrasse. Tout comme à Balangero, l'on peut se demander si une nappe d'alluvions unique ou plusieurs nappes superposées, séparées par des sols fossiles, forment la très haute terrasse de Fiano. Au sommet du versant, le profil (Tabl. 16) présente les mêmes caractères que celui de Balangero. Des échantillons de matrice, des galets de schistes provenant du profil de Corio ainsi que des galets de gneiss et le cortex farineux du bloc de gneiss leptynitique de Fiano ont été analysés. Les données complètent celles qui ont été obtenues à partir du profil de Balangero sur lequel a été centré la plus grande partie du travail.

6. 2. Le grand "ferretto" de Balangero: développement du profil

L'étude approfondie du profil permet de préciser la nature et l'ordre de succession chronologique des phénomènes d'altération et de pédogénèse qui ont conduit à son développement. Le travail a été mené avec la collaboration de collègues pédologues, géologues et géochimistes cités ci-dessous.

A. Altération de la matrice des alluvions

La granulométrie originelle des alluvions de Balangero, au moment de leur mise en place par le torrent, apparaît

clairement à l'analyse micromorphologique. La matrice enrobant les galets et les blocs était constituée de petits gravillons et de sables grossiers formés de fragments roulés de roches diverses et qui constituent le squelette de tous les échantillons examinés. Il y a passage progressif de l'une à l'autre de ces catégories dimensionnelles. Le pourcentage des sables fins < 1 mm s'abaisse ensuite très rapidement.

1. Evolution granulométrique de la matrice des alluvions

L'analyse granulométrique de la fraction < 2 mm montre l'enrichissement de la matrice en limon et en argile qui se fait de bas en haut dans le profil (Fig. 11). Le pourcentage d'argile < 2 µm est de 6 % à la base de la coupe et de 9 % au sommet du niveau jaune à -5,50 m de profondeur. Il s'accroît ensuite très rapidement passant à 24 % dans le niveau rouge à -1,70 m et 52 % dans les lamelles rouges à -0,50 m du sommet des alluvions. Le pourcentage des limons de 2 à 20 µm s'élève moins fortement de 10,5 à 21 % de la base au sommet du profil. Ces proportions, obtenues par l'analyse granulométrique classique sont inférieures à la réalité, en particulier dans les niveaux rouges. En effet, des concrétions ferrugineuses de la grosseur de sables ou de petits gravillons sont observables à la fois sur lames minces, et à la loupe binoculaire, après lavage du matériau. Elles piègent des limons et des argiles qui ne peuvent être libérés par le traitement dispersant. La fraction très fine

Tableau 16: Profil des alluvions de Fiano (Carte topographique 1/25.000, Fiano F°56 IV S.O.)
The Fiano gravel profile

Horizon de 0 à 0,70 m - sur formation de versant :
Limon moucheté de rouge 2,5YR5/8 et rougeâtre 5YR5/8, emballant des galets altérés souvent fragmentés.
Horizon de 0,70 à 1,60 m - sur alluvions caillouteuses à galets altérés in situ :
Matrice tachetée de rouge 2,5YR5/8, rougeâtre 5YR6/8 et brun clair 7,5YR4/4. Texture argilo-sableuse, fortement argileuse. Structure lamellaire avec veines grises ourlées de jaune 10YR6/8, sub-horizontales et anastomosées, séparant des lamelles de matériau rougeâtre de plus en plus épaisses vers la base de l'horizon. Très forte altération, similaire à celle de Balangero avec présence de galets poreux et ameublés, de couleur rouge avec un cortex jaune de dérubiéfaction.
Horizon de 1,60 à 3,0 m - sur alluvions caillouteuses altérées in situ :
Matrice rougeâtre 5YR4/6 passant à 5YR4/4 à la base. Texture argilo-sableuse, fortement argileuse. Structure primatique. Abondants revêtements rouges 2,5YR5/8. Revêtements rouge sombre épais d'un centimètre environ, entourant continuellement les galets. Patine noire discontinue à la surface des galets. Les galets sont tronqués dans la coupe en même temps que la matrice. Nombreux galets rouges ou à cortex rouges, formés de roches microgrenues basiques et ultrabasiqes ou de micaschistes. Nombreux galets de serpentines altérés, de couleur brune présentant parfois un cortex jaunâtre plus ameubli où l'identification de la roche n'est plus possible. Un bloc de gneiss quartzique (longueur 40 cm) très riche en quartz et tendant vers une quartzite est demeuré sain à l'exception d'un cortex blanc et pulvérulent de 2 à 3 cm d'épaisseur (n° 70R9).

composée par les limons et les argiles ne fait pas partie du squelette du matériau originel. Elle résulte de l'altération météorique et de la pédogénèse subies par celui-ci. Dans chacun des niveaux examinés, elle provient à la fois de l'altération in situ des roches et des minéraux primaires et d'une grande abondance de revêtements argileux consécutive à une forte illuviation (voir analyse micromorphologique, ci-dessous).

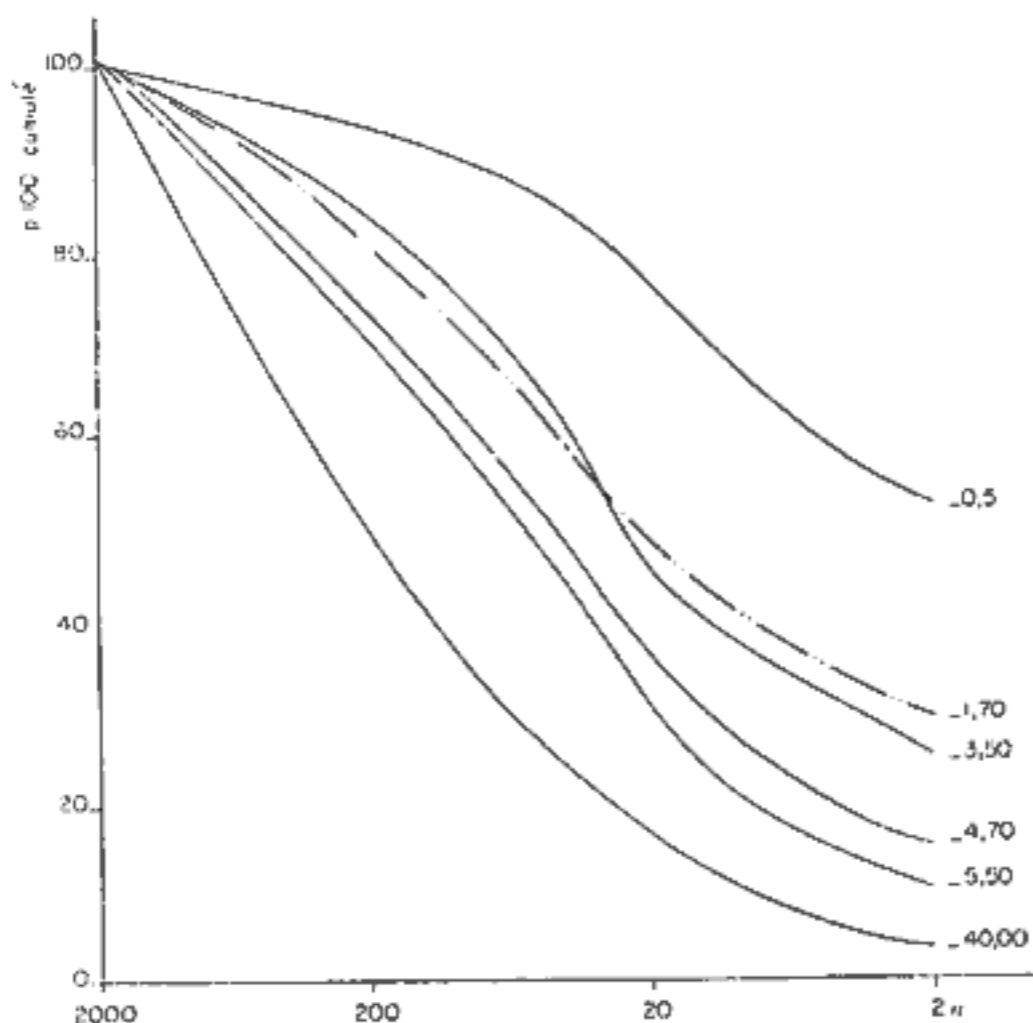
2. Evolution chimique de la matrice des alluvions (Tabl. 10)

A Balangero, l'analyse chimique totale porte sur un seul échantillon de matrice prélevé à -4 m de profondeur, soit à la partie inférieure du niveau rouge où les revêtements d'argile d'illuviation commencent à devenir moins abondants. Elle est complétée par l'analyse de l'échantillon prélevé à 3,50 m et formé par les revêtements d'argile d'illuviation rouge très épais qui enrobent concentriquement les galets. Dans la fraction < 2 µm l'évolution paraît se faire dans le sens d'une monosiallisation qui reste cependant très modérée ($Al_2O_3/SiO_2 = 2$) eu égard, probablement, à la profondeur assez forte des prélèvements. La même raison peut expliquer le taux de saturation relativement élevé de la fraction < 2 mm de l'échantillon de -4 m.

3. Evolution minéralogique de la matrice des alluvions

La fraction < 2 µm extraite de l'échantillon de matrice, prélevé dans le niveau jaune à -12 m de profondeur, livre 3 minéraux à l'analyse diffractométrique des RX :

- minéral à 10 Å pouvant être provisoirement interprété comme de l'illite mais dont l'identification sera discutée



11. Composition granulométrique (fraction < 2 mm) de la matrice des alluvions de Balangero à différentes profondeurs (de -0,5 à -40 m). Grain size composition (< 2 mm fraction) of the matrix in the Balangero palaeosol.

- ci-dessous, après l'analyse micromorphologique;
- minéral à comportement d'intergrade alumineux (Jackson 1963; Seddoh et al. 1969) présentant une raie à 12 Å après chauffage de l'échantillon à 400 °C puis à 490 °C;
- kaolinite dont l'importance est confirmée par les courbes d'analyses thermiques ATD et ATP (Fig. 5 et 6).

Les mêmes minéraux secondaires se retrouvent dans la fraction < 2 µm de l'échantillon prélevé à -4 m soit à la base du niveau rouge. Mais leurs proportions respectives se modifient nettement. Le minéral à 10 Å tend à s'effacer et le minéral à comportement d'intergrade Al diminue sensiblement tandis que la kaolinite augmente. D'après l'évaluation semi-quantitative tirée de la courbe d'ATP, les proportions de la kaolinite s'élèvent à 33 % de la fraction < 2 µm dans l'échantillon de -12 m et 48 % dans celui de -4 m.

D'après les courbes d'ATP et ATD, les deux échantillons pourraient contenir également une faible quantité de gibbsite (2 à 3 % d'après les évaluations tirées des courbes d'ATP). Mais la détermination est peu sûre, faute de crochet à forme aigüe caractéristique à 300-320 °C, sur la courbe d'ATD.

Les lames de RX montées à partir de la fraction de 2 à 20 µm donnent les mêmes minéraux à comportement d'illite et d'intergrade Al ainsi que la kaolinite. Mais il s'y ajoute de la vermiculite et des interstratifiés illite-vermiculite. Le pic à 10 Å reste bien marqué à -4 m).

L'argile d'illuviation rouge et épaisse, concentriquement disposée à la périphérie des galets a été prélevée à -3,5m. Elle est uniquement composée de particules < 2 µm comportant en mélange kaolinite et minéral à comportement d'intergrade Al, à l'exclusion de l'illite.

Il faut par conséquent souligner: 1. la grande homogénéité d'ordre qualitatif des résultats, les mêmes minéraux se retrouvant sur une grande épaisseur dans le profil; 2. l'évolution nette qui se fait de haut en bas dans leurs proportions respectives avec effacement des minéraux de type illite et intergrade alumineux dans les fractions < 2 µm et accroissement très fort de la kaolinite; 3. la distribution différentielle des minéraux dans les diverses fractions granulométriques avec maintien de l'illite et d'interstratifiés illite-vermiculite haut dans le profil, dans la catégorie des limons. Cette évolution d'ordre qualitatif se trouve renforcée quantitativement par le net accroissement de la fraction < 2 µm constatée de la base au sommet du profil (Fig. 11).

A Fiano, les minéraux de la fraction < 2 µm sont plus diversifiés. La kaolinite est toujours importante: 36 % d'après la courbe d'ATP, dans l'échantillon prélevé à -3,50 m. La présence d'un peu de gibbsite -toujours peu caractéristique à l'ATD et l'ATP- est confirmée au diffractogramme des RX par l'existence d'un pic à 4,83 Å. S'y ajoutent: la vermiculite (passage partiel à 10 Å du pic à 14 Å après chauffage); la chlorite, bien marquée aux RX alors qu'elle est absente à Balangero dans la fraction < 2 µm; un minéral qui donne un pic bien marqué à 12 Å

après chauffage à 490 °C et qui peut traduire ici l'existence d'une chlorite dégradée ou d'un interstratifié chlorite-vermiculite.

A Corio, les analyses thermiques soulignent l'importance de la kaolinite estimée à 38 et 51 %, d'après les courbes d'ATP, dans la fraction < 2 µm (Fig. 6).

B. Altération des roches silicatées et de leurs minéraux primaires

L'altération des roches silicatées a été tout d'abord étudiée par voie d'analyses minéralogiques (RX-ATD-ATP) effectuées sur la fraction < 2 µm de galets fortement désagrégés de gneiss, gneiss leptynitiques et leptynites. Les variations de composition minéralogique originelle sont au départ connues et permettent de cerner l'altération différentielle des minéraux primaires, principalement celle des micas et des feldspaths. Pour éviter les contaminations et saisir les évolutions qui se sont produites uniquement à partir des constituants originels de la roche mère, l'on a sélectionné, dans la partie inférieure du niveau rouge, entre 3 et 4 m de profondeur environ, des galets altérés de couleur claire, peu ou pas pénétrés par des revêtements d'argile d'illuviation. Ces derniers sont trop abondants, plus haut dans le profil, pour que puissent s'y poursuivre les mêmes investigations. La progression de l'altération sur roches silicatées ne peut donc être suivie, par cette méthode, jusqu'au sommet du profil de sorte que l'état maximum d'évolution des minéraux primaires ne peut être mis en évidence. Les analyses micromorphologiques fourniront, ci-dessous, des compléments d'information.

1. Evolution minéralogique des phases < 2 µm extraites des roches silicatées

La fraction < 2 µm des galets de gneiss altérés à grains moyens, riches en biotites, livre en association: la kaolinite en proportion importante: 38 % dans l'échantillon 70R3 de Balangero; 35 % dans l'échantillon 70R4 de Fiano (Fig. 8); un minéral à 10 Å qui pourrait être l'illite mais dont l'interprétation sera discutée ci-dessous; un minéral à comportement d'intergrade alumineux. S'y ajoutent des interstratifiés illite-vermiculite dans le gneiss 70R4 de Fiano.

Le galet 70R1/2 de Balangero est un gneiss leptynitique leucocrate, extrêmement pauvre en micas. Le coeur, (70R2), bien que désagrégé, a conservé plus de cohésion que le cortex (70R1), le passage de l'un à l'autre se faisant très progressivement. La fraction < 2 µm est formée essentiellement d'un mélange de kaolinite (35 % dans le coeur-b-passant à 44 % dans le cortex-a, Fig. 8) et d'un minéral à 10 Å pouvant être provisoirement interprété comme de l'illite et provenir, tout au moins pour partie, de la microdivision de la muscovite. Un peu de chlorite est conservée à la fois dans le coeur et le cortex. Contrairement à ce qui se passe dans les galets de gneiss riches en biotites, il ne s'est formé ni vermiculite ou interstratifiés illite-vermiculite, ni minéral à comportement d'intergrade alumineux.

La kaolinisation très forte des feldspaths est soulignée par l'analyse de l'échantillon 70R9 qui correspond au cortex blanc et farineux du bloc de gneiss quartzique retiré du sommet de la coupe de Fiano (Tabl. 16). Le diffractogramme des RX obtenu à partir de la poudre non traitée qui forme le cortex donne une succession de pics caractéristiques du quartz et de l'albite, minéraux primaires très microdivisés mais encore bien conservés dans la fraction limoneuse. Dans la fraction < 2 µm ces minéraux subsistent mais donnent des pics beaucoup moins importants; la kaolinite domine fortement dans les diagrammes de RX, ATD et ATP (Fig. 7 et 8) et atteint, d'après l'estimation tirée de ce dernier, une proportion de 58 %. Un minéral à comportement d'intergrade Al s'y trouve associé.

La double séquence évolutive des micas en minéraux de type vermiculite et des plagioclases en kaolinite, mise en évidence par Tardy (1969) paraît bien se trouver vérifiée dans les roches silicatées englobées dans les sols géants sur très hautes terrasses du plateau de l'Iller-Riss en Souabe (Billard 1987). Dans le grand "ferretto" de Balangero, l'importance de la kaolinite laisse présager une évolution minéralogique plus forte. Pour vérification, les biotites ont été extraites des deux galets de gneiss 70R3 et 70R4 et analysées par diffractométrie des RX. Les biotites de 70R3 donnent un mélange de mica, de vermiculite légèrement alumineuse et de kaolinite. Les biotites de 70R4 donnent un mélange de mica, de vermiculite et de kaolinite. Il apparaît donc que même à profondeur relativement forte dans les profils (-3 à -4 m) les biotites ont été partiellement altérées en kaolinite.

A la base de la coupe de Balangero, à - 40 m environ, un galet de gneiss à grain moyen riche en biotites, 70R40, a été analysé pour comparaison avec les évolutions constatées dans les parties supérieures du profil. La fraction < 2 µm donne un mélange de 3 minéraux: kaolinite (29 % d'après la courbe d'ATP) (Fig. 8); illite; smectite très développée. L'importance respective de la kaolinite et de la smectite est inversée par rapport aux résultats concernant les rapports kaolinite-vermiculite obtenus plus haut dans le profil. L'intensité de l'altération n'en demeure pas moins frappante. La formation de la smectite, vraisemblablement à partir de la biotite, à forte profondeur dans un grand "ferretto", soulève un problème qui n'a pas été étudié plus avant sur le cône de la Stura di Lanzo.

2. Altération des minéraux primaires des roches silicatées d'après l'analyse micromorphologique (travail en collaboration avec N. Fédoroff)

L'analyse micromorphologique permet de suivre l'altération des principaux minéraux primaires des roches silicatées et de déterminer l'origine des minéraux secondaires dont l'existence a été mise en évidence par diffractométrie des RX et analyses thermiques. L'altération des minéraux primaires, en particulier celle du quartz, des micas et des feldspaths a été examinée du haut vers le bas dans le profil sur alluvions de Balangero. Les obser-

vations commencent à -50 cm au sommet du niveau rouge à lamelles grises déformées en guirlandes de cryoturbation. A ce niveau, elles permettent de distinguer:

- des plages grises texturalement dégradées, complètement lavées de leur fraction argileuse et du fer lié aux argiles;
- des concrétions ferrugineuses qui fossilisent des fragments de la partie tout à fait supérieure d'un horizon Bt.

Plages grises et concrétions sont considérées comme des fragments d'horizons très superficiels injectés par cryoturbation au sommet du niveau rouge à lamelles grises.

Les observations se poursuivent à la partie inférieure de ce niveau, non déformée, avec une moindre densité de lamelles grises; puis dans les différentes parties du niveau rouge à galets et à cortex rouges; enfin dans le niveau jaune situé en dessous, jusqu'à une profondeur de 12 m environ.

a) Quartz et muscovites

Les grains de quartz de la taille des limons et des sables fins et les paillettes de muscovite sont les seuls minéraux primaires présents dans les plages lavées, au sommet du niveau rouge cryoturbé à lamelles grises. L'on peut en conclure que seuls ces minéraux ont subsisté dans les horizons A2 cryoturbés sus-jacents, dont les plages lavées représentent la partie la plus profonde. Les quartz sont fragmentés et anguleux. Les muscovites présentent une perte partielle de biréfringence, d'ailleurs très inégale selon les paillettes mais indicatrice d'une altération relativement importante du minéral. Dans les parties altérées, la biréfringence, jamais inférieure au jaune, passe au blanc du premier ordre révélant une transformation partielle des muscovites en interstratifiés 10-14 Å (illite-vermiculite) et probablement aussi en vermiculite.

Dans les concrétions ferrugineuses du même niveau, les grains de quartz, roulés et arrondis, sont légèrement corrodés mais n'ont pas été brisés. Leurs vides de corrosion sont colmatés par des oxydes de fer. Certaines paillettes de muscovite sont transformées en empilements de cristaux de kaolinite. Les autres ont évolué en minéraux interstratifiés 10-14 Å (illite-vermiculite) et en minéraux à 14 Å (vermiculite ou intergrade Al). Ces évolutions qui sont les plus fortes que l'on constate dans le paléosol de Balangero, semblent spécifiques de la partie tout à fait supérieure du profil. Au moment où s'est produite la cryoturbation, l'imprégnation locale de ce matériau par les oxydes de fer a eu simplement un effet protecteur, alors que la microdivision de la kaolinite et la fragmentation des grains de quartz corrodés s'est produite dans les plages lavées et meubles.

Juste en dessous, dans la partie cryoturbée et non cryoturbée du niveau rouge à lamelles grises, les grains de quartz ne présentent pas de figures de corrosion. Mais la plupart d'entre eux sont fissurés, et certains fragments sont disjoints. L'on n'observe plus de muscovites épigénisées en kaolinite mais seulement des muscovites transformées en vermiculite et en interstratifiés illite-vermiculite, dans une proportion qui décroît très rapidement à la base du

niveau rouge à lamelles grises. Plus profondément dans la coupe, dans le niveau rouge à galets rouges et en dessous, quartz et muscovite ne présentent plus de trace d'altération visible au microscope optique.

b) Biotites

Aucune trace de biotite ne subsiste plus, à Balangero, dans les plages lavées, au sommet du profil sur alluvions. Dans les concrétions ferrugineuses voisines, les biotites sont réduites à l'état de fantômes formés d'une trame brune d'oxydes de fer mise en place entre les paquets de feuilletts. L'espace originellement occupé par les feuilletts du minéral primaire est le plus souvent évidé. Certains feuilletts subsistent cependant, épigénisés par la kaolinite ou, plus rarement encore, transformés en vermiculite. En dessous, dans toute la partie non cryoturbée du niveau rouge à lamelles grises, les biotites sont complètement altérées mais leurs feuilletts ne sont pas évidés. Ils sont pour la plupart épigénisés par la kaolinite, quelques uns étant transformés en vermiculite.

Dans le niveau rouge à galets et cortex rouges le nombre de feuilletts de biotites épigénisés par la kaolinite diminue progressivement et s'annule vers la base du niveau; tandis que le nombre de feuilletts transformés en vermiculite augmente, qu'apparaissent des feuilletts à caractère d'interstratifiés mica-vermiculite et que subsistent quelques biotites pratiquement non altérées. Ces observations rejoignent et précisent les données de l'analyse minéralogique faite à partir des galets de gneiss et des biotites qui en ont été extraites. Il se confirme que le stade de l'altération partielle de la biotite en kaolinite est atteint dans le niveau rouge à galets rouges. Il apparaît d'autre part que le minéral à 14 Å qui passe à 12 Å après chauffage à 490 °C est une vermiculite alumineuse résultant de l'altération d'une partie des biotites.

Dans le niveau jaune, certaines biotites sont simplement oxydées avec exudation d'une trame brune d'oxydes de fer (qui subsiste jusqu'au sommet du profil); d'autres ont évolué en vermiculite et en minéraux interstratifiés mica-vermiculite.

c) Feldspaths potassiques

Dans la partie non cryoturbée du niveau rouge à lamelles grises, les gravillons et les galets de gneiss ocellés inclus dans le fond rouge montrent des feldspaths potassiques fortement fissurés et corrodés. De très petits cristaux, difficiles à identifier, s'empilent dans les vides de corrosion à côté d'accumulations rouges formées par de l'argile d'illuviation. Une importante fissuration des feldspaths potassiques subsiste, en-dessous, dans le niveau rouge à galets et cortex rouges.

d) Plagioclases et inclusions de séricite

Aucun plagioclase ne subsiste dans les plages lavées et les concrétions ferrugineuses du niveau rouge cryoturbé à lamelles grises. Dans des galets de gneiss provenant de ce niveau, certains vides peuvent être interprétés comme

l'emplacement d'anciens feldspaths. Les premiers fantômes de plagioclases ont été identifiés à la base du niveau rouge non cryoturbé à lamelles grises. Ils sont totalement transformés en empilements de plaquettes de kaolinite, distribués au hasard, entre des paillettes de séricite de plus grande taille. La plupart de celles-ci sont totalement épigénisées par la kaolinite, tandis que d'autres, à stade d'évolution moins avancé, ont une biréfringence intermédiaire entre celle de la séricite et de la kaolinite; quelques rares paillettes non altérées conservent la biréfringence caractéristique de la séricite. Des plagioclases encore partiellement constitués par le minéral originel se rencontrent plus profondément dans le profil, vers la base du niveau rouge puis dans le niveau jaune. Le plus souvent, ils sont encore intensément corrodés et partiellement altérés en kaolinite. Il n'a été observé aucun stade d'altération intermédiaire entre le plagioclase et la kaolinite.

L'épigénisation par la kaolinite des paillettes de séricite, en inclusion dans les plagioclases, est importante dans le niveau rouge; elle diminue rapidement à sa partie inférieure tandis qu'augmente la proportion des paillettes transformées en vermiculite. Elle devient pratiquement nulle dans le niveau jaune où s'amorce la transformation des paillettes en minéraux interstratifiés illite-vermiculite et en vermiculite. A la base de la coupe, à environ 50 m de profondeur, les paillettes de séricite (non altérées) sont présentes à l'intérieur des plagioclases, en proportion variable selon les minéraux.

Dans le profil de Balangero l'altération des plagioclases en kaolinite paraît se faire rapidement et directement à partir du minéral primaire, jusque dans le niveau jaune, soit sur plus de 10 m d'épaisseur, mais selon une proportion qui varie fortement avec la profondeur. Elle s'opère à partir du niveau rouge pour les paillettes de séricite en inclusion dans le feldspath, c'est à dire plus haut dans le profil, toujours par l'intermédiaire de minéraux interstratifiés ou intergrades et de la vermiculite. La séricite se montre plus résistante à l'altération que les plagioclases au sein desquelles elle avait précédemment cristallisé. De cet ensemble d'observations, l'on conclut que la séricite ne peut être interprétée comme un terme intermédiaire de l'altération météorique des feldspaths, dans le paléosol de Balangero. Elle préexiste à la mise en place des alluvions et peut éventuellement résulter d'une altération hydrothermale subie in situ par les roches et en particulier les roches gneissiques, dans le bassin intramontagnard de la Stura.

L'analyse micromorphologique met en évidence l'importance de la kaolinisation des feldspaths plagioclases ainsi que de la perte de substance subie par ces minéraux. La présence dans le niveau rouge, à galets et cortex rouges, de paillettes de séricite non altérées -dont certaines se maintiennent jusqu'à l'extrême sommet du profil- pose le problème de l'interprétation du pic à 10 Å rencontré dans les diffractogrammes de RX obtenus à partir des galets de gneiss et gneiss leptynitiques. Ce minéral peut être interprété comme de l'illite qui résulterait de la microdivision des cristaux de muscovite. Mais il peut aussi être inter-

prété comme de la séricite dont les plagioclases contiennent à ce niveau, des paillettes non encore altérées. Il faut enfin noter que la séricite est moins résistante que la muscovite laquelle n'est altérée que dans les concrétions ferrugineuses, vestiges de l'extrême sommet des horizons Bt.

3. Conclusions sur l'évolution des roches silicatées dans le profil de Balangero: la monosiallisation

La formation, à partir des minéraux primaires, de minéraux secondaires qui sont de grande taille et identifiables au microscope optique, peut être suivie avec beaucoup de précision. En allant du bas vers le haut du profil l'on constate les évolutions suivantes au sein des roches silicatées. Dès la base des horizons jaunes, vers 15 cm de profondeur, les plagioclases sont partiellement altérés en kaolinite présente sous forme de petits empilements. Les biotites sont partiellement altérées en minéraux interstratifiés illite-vermiculite et en vermiculite souvent alumineuse. L'altération, relativement forte, reste très sélective. Elle s'accroît rapidement dans le niveau rouge à galets et cortex rouges, à la partie supérieure duquel les plagioclases sont totalement kaolinisés et très corrodés; leurs inclusions de séricite, ainsi que plus encore les biotites, sont partiellement kaolinisées; les feldspaths potassiques sont très fissurés. L'altération s'intensifie brusquement dans le niveau rouge à lamelles grises où les plagioclases tendent à disparaître, les feldspaths potassiques sont très cariés et les biotites sont totalement épigénisées par la kaolinite. Elle est maximale dans les horizons A2 représentés sous forme de vestiges par des plages lavées observées au sommet du profil, ainsi qu'à la partie tout à fait supérieure des horizons Bt dont ne subsistent que quelques témoins fossilisés par des concrétions ferrugineuses. La kaolinite épigénisant la biotite a en grande partie disparu. Il n'y a plus trace de celle qui s'était substituée aux plagioclases. Les grains de quartz sont corrodés, les feldspaths potassiques le sont très fortement. La séricite est quasi totalement épigénisée par la kaolinite. La muscovite l'est partiellement.

Les observations micromorphologiques concordent avec les déterminations minéralogiques tirées de la diffractométrie de RX et des analyses thermiques. Elles permettent de préciser le minéral d'origine ayant livré les argiles qui ont été identifiées. Ainsi, dans le niveau rouge à galets et cortex rouges, l'on a mis en évidence dans les galets de gneiss une dominante de kaolinite, des intergrades alumineux, de l'illite et peut être des traces de gibbsite. Il apparaît que la kaolinite est fournie par les plagioclases et une partie des biotites. Les intergrades alumineux (vermiculites alumineuses) proviennent également des biotites en voie d'altération et des paillettes micacées de séricite en inclusion dans les plagioclases. Les illites ont pour origine les paillettes de séricite des plagioclases et probablement les muscovites microdivisées. Les minéraux primaires tendent à donner, à tour de rôle et dans un ordre bien déterminé, un même minéral secondaire qui est la kaolinite. L'ensemble des données analytiques obtenues à

partir des galets de roches alumino-silicatées et de leurs minéraux primaires converge pour montrer que l'altération est de type monosiallitique.

C. La formation des galets rouges: évolution des minéraux ferro-magnésiens

La couleur rouge de la matrice et des revêtements argileux, sur une épaisseur de 5 à 6 m au sommet du profil, est un caractère très frappant du paléosol de Balangero. Ce qui l'est encore davantage dans le même niveau, ainsi qu'il a déjà été souligné ci-dessus, est l'ameublissement et l'allègement, accompagnés de rubéfaction intense, de certaines catégories pétrographiques présentes sous forme de galets à l'intérieur des alluvions. Cette transformation qui, selon la taille des galets ou des blocs et leur profondeur dans le profil, les affecte jusqu'au centre ou selon un cortex plus ou moins épais, a la particularité de toucher des roches considérées comme très résistantes à l'altération dans les latitudes moyennes. Des amphibolites et gneiss amphiboliques, par exemple, observés au sommet des très hautes terrasses de la Souabe (Billard 1987), y conservent leur cohérence et ne présentent que des transformations très modérées dont la forme la plus fréquente est la présence d'un mince cortex blanchi, lié à l'altération des feldspaths. De telles roches et l'ensemble de leurs minéraux se trouvent ici si fortement altérés que les galets ayant la taille de ceux des terrasses de l'Iller-Riss sont totalement méconnaissables.

1. Analyse chimique de galets

L'analyse chimique du fer sous ses différentes formes a porté sur des galets altérés de teinte contrastée préala-

blement broyés et réduits en poudre¹⁾. Des galets de Balangero montrent, par comparaison à ceux de Vauda di Nole et ceux du lit de la Stura, une diminution significative des pourcentages (rapportés au poids des roches) de SiO₂, CaO et MgO et une augmentation de Fe₂O₃ (cf Tabl. 11). D'autres résultats (Tabl. 17) (rapportés au volume des roches) portent sur quelques galets de Balangero et de Corio parmi lesquels se trouvent des galets de couleur claire et deux galets rouges, l'un R354, formé d'une roche basique microgrenue de Balangero, rubéfié à coeur 10R4/8 et l'autre, R350/351, étant un micaschiste à chlorite de Corio à coeur (R350) verdâtre formé de roche altérée encore aisément identifiable et cortex (R351) rouge 2,5YR5/8 poreux et totalement transformé; le contact entre coeur et cortex se fait par interdigitations qui suivent la disposition des lits. Deux phénomènes principaux sont à souligner :

- fort contraste dans les teneurs en Fe₂O₃ entre des galets très altérés de couleur contrastée: 23 à 25 % du volume de la roche dans les échantillons rouges R354 et R351 contre 0,4 à 1,85% du volume dans les galets altérés de couleur claire (70R3, R189, B120). Le cortex rouge du galet B230 montre une situation intermédiaire avec une teneur en Fe₂O₃ de 4,7 % mais la teneur dans le coeur est très faible (0,26 %);
- très forte libération du fer dans les roches altérées de couleur rouge. Le rapport volumétrique de Fe₂O₃ libre/Fe₂O₃ total est de 89,7 % dans le cortex R350/1 et de 99,5 % dans R354 où la quasi totalité du fer est donc passée sous forme libre. Le taux de libération est plus

¹⁾ Travail en collaboration avec J. Dejou et C. Chaumont (Station d'Agronomie de Chateauroux). Dosages par la technique de J. Orliac (1961) pour Fe₂O₃, FeO, K₂O et Na₂O; par la technique de DEB pour le fer libre.

Tableau 17: Composition de la fraction < 2 µm extraite de galets entiers ou de coeur et cortex de galets altérés prélevés dans différentes nappes d'alluvions du cône de la Stura di Lanzo à Balangero et Corio (Italie); valeurs en % du volume de l'échantillon.
Chemical composition of the < 2 µm fraction from pebbles sampled in the different deposits at Balangero and Corio. Values are % volume of the sample.

Site : N° du galet :	Corio		Corio		Balangero		Balangero		Balangero (gneiss, gneiss leptynitiques, leptynites)					
	R350	R351 [1]	B230 [2]		B246 [3]		70R1/2 [4]		70R3	R189 c*	R191	R354 r	B120 c	B126
	coeur	cortex r*	coeur	cortex r	coeur	cortex r	cortex	coeur	[5]	[6]	[7]	[8]	[9]	[10]
SiO ₂							74,2	74,1						
Al ₂ O ₃			0,09	0,19	22	0,23	12,55	13,2					0,07	0,86
Fe ₂ O ₃	9,07	22,86	0,26	4,72	7,66	8,05	1,16	1,27	1,87	1,85	1,51	25,51	0,42	20,27
FeO	8,78	2,58					0,2	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2		
K ₂ O	1,6	1,45	3,29	3,19	0,14	0	3,75	5,25	3,12	1,78	3,18	0,15	4,5	0,45
Na ₂ O	0,49	0,38	2,58	0,97	0,96	1,16	0,92	0,84	1,18	2,01	1,86	0,63	1,2	0,35
H ₂ O	1,5	3,55					0,34	0,31	0,4	0,9	0,22	3,22		
H ₂ O*	2,5	3,97					3,28	3,62	4,9	4,83	2,8	4,74		
Fe ₂ O ₃ libre	5,28	23,08	0,05	3,38	2,07	2,93	0,6	0,25	1,14	0,34	0,4	25,6	0,13	16,6
Fe **	28	89,7					43,4	18,1	58,4	15,6	21,7	99,5		
densité	3,08	2,83					2,62	2,62	2,63	-	-	2,71		

[1] micaschiste à chlorite (R350/1); [2] schiste à chlorite à coeur gris jaunâtre et cortex rouge; [3] amphibolite; [4] gneiss leptynitique leucocrate; [5] gneiss à grains moyens; [6] leptynite blanche; [7] roche ultrabasique; [8] roche basique microgrenue; [9] galet blanc; [10] serpentine ?

* couleur; r: rouge, c: claire. ** : Fe₂O₃ libre/Fe₂O₃ total

fort que dans l'échantillon représentant la matrice des alluvions prélevées à -4 m de profondeur et de couleur moins rouge que les galets qu'elle englobe (Tabl. 10).

2. Altération des minéraux ferro-magnésiens: observations micromorphologiques (collaboration avec N. Fédoroff)

Parallèlement à l'évolution chimique globale du fer, il était intéressant de connaître les transformations subies par les minéraux ferro-magnésiens entrant dans la composition des galets rouges et à cortex rouges. Les observations au microscope polarisant révèlent certains aspects que revêtent les oxydes et hydroxydes de fer à différents stades de la décomposition des roches. A l'intérieur des minéraux primaires en voie d'altération, ils présentent une morphologie spécifique à chaque minéral et qui se retrouve, identique à elle-même, que le minéral soit isolé dans la matrice des alluvions ou inclus dans diverses catégories de galets.

Dans la hornblende en cours d'altération, les oxydes de fer brun-jaune se concentrent et cristallisent le long des lignes de clivage qu'ils soulignent, isolant des cases d'où le minéral originel et les produits résultant de son altération disparaissent dès le milieu du niveau rouge. Dans le grenat, les oxydes de fer jaunes, à cristaux fortement biréfringents visibles aux plus forts grossissements, cristallisent suivant un réseau caractéristique. Des concentrations ferrugineuses de couleur brun-jaune à brun-vert, à contours mal délimités, ont été observées au sein des chlorites, en particulier dans des galets de schistes à chlorite. Ces amas ferrugineux ou ces cristallisations issus des différents minéraux ferro-magnésiens selon des formes bien définies, sont responsables du jaunissement ou du brunissement des galets, dans le niveau jaune et de leur cœur dans le niveau rouge. Ils disparaissent totalement dans les galets et les cortex rouges. A ce stade de l'altération, la structure et les caractères minéralogiques de la roche originelle sont détruits et il devient impossible, dans le cas des galets rubéfiés jusqu'au cœur, d'identifier celle-ci tant au microscope qu'à l'œil nu. Des roches à minéraux ferro-magnésiens, très résistantes et variées, subissent une importante perte de densité consécutive à leur perte en substance. Elles acquièrent une porosité en éponge, à la fois caractéristique et similaire pour toutes ces roches. L'on y observe une juxtaposition de petites cavités à cloisons très sinueuses, offrant ainsi une grande surface et qui communiquent entre elles dans l'espace. L'organisation et la disposition des oxydes et hydroxydes de fer dans la roche a perdu toute relation avec la structure originelle des minéraux ferro-magnésiens dont ils sont issus. Ils ont pris forme:

- d'enduits rouges très minces, de l'ordre de 10 à 20 μm , tapissant la quasi totalité des petites cavités de la roche altérée;
- d'amas oolithiques d'un diamètre de l'ordre de 10 μm qui s'entassent dans ces cavités.

Du centre jaune ou brun au cortex rouge d'un galet altéré, l'on n'a jamais observé de passage continu entre les

amas et cristallisations brunes et jaunes, et les enduits et amas oolithiques rouges. Mais leur concentration très sélective dans les mêmes galets fait admettre que les premiers alimentent directement les seconds. Il faut rappeler que l'évolution du fer issu des biotites est différente. En milieu non hydromorphe, la biotite prend tout d'abord une couleur brune uniforme; puis lorsque les feuilletts s'ouvrent, les oxydes de fer viennent se concentrer à leur bordure en prenant un couleur brun très sombre. L'on a vu ci-dessus que cette évolution, qui commence dès le niveau jaune, en reste à ce stade jusqu'au sommet du profil pour les oxydes et hydroxydes de fer extraits des biotites de gneiss.

D. L'illuviation ou les transferts de particules en suspension dans les eaux de percolation (collaboration avec N. Fédoroff)

Trois phases majeures d'illuviation se distinguent dans le profil de Balangero. Elles seront décrites dans leur ordre chronologique, de la plus ancienne à la plus récente. Leur caractérisation et leur hiérarchisation se fait aisément car le milieu où se sont déposées les particules n'a jamais été soumis à cryo- ou pédoturbation.

1. Phase illuviale jaune

A Balangero cette phase s'est déroulée en deux temps:

a) Elle débute par le dépôt, dans les horizons illuviaux, de *revêtements jaunes limono-argileux*, non hyalins, sans microlitage. La dimension des particules constituant la fraction limoneuse permet de les identifier au microscope optique. Il s'agit de fragments de quartz, d'empilements de kaolinite et de débris ferrugineux jaune foncé, biréfringents, probablement formés de goethite. Ces accumulations non orientées, colmatent les vides d'entassement existant entre les sables grossiers et les graviers qui forment la matrice des alluvions. Elles ne pénètrent pas dans les fragments de roches et les minéraux altérés.

b) L'illuviation se poursuit par le dépôt de *revêtements jaunes argileux*, assez bien triés, sans microlitage. L'épaisseur de ces accumulations est moyenne, de l'ordre de 250 μm . Elles colmatent les vides d'entassement existant entre les sables et graviers des alluvions et les accumulations mécaniques limono-argileuses jaunes datant de la phase d'illuviation antérieure. Elles ne pénètrent pas plus que celles-ci dans les fragments de roches et les minéraux altérés.

Les accumulations limono-argileuses jaunes se rencontrent à la base du niveau jaune, vers 12 à 15 m de profondeur, occupant de 5 à 10 % de la surface des lames. A la base du niveau rouge, leur distribution devient irrégulière. Elles restent prépondérantes dans certaines plages, dont elles occupent jusqu'à 10 % de la superficie, mais ailleurs elles sont peu abondantes et recouvertes par des traits texturaux déposés ultérieurement. Leur abondance décroît progressivement en allant vers le sommet du niveau rouge où elles se réduisent à quelques papules.

Les accumulations argileuses jaunes apparaissent vers le milieu du niveau jaune et tendent à se concentrer dans certaines plages où elles occupent jusqu'à 20 % de la superficie des lames. Dans le niveau rouge elles occupent environ 5 % de la superficie, avec une répartition plus homogène. Au sommet de ce niveau leur importance décroît mais elles s'enrichissent en particules limoneuses disposées en microlits. Dans le niveau rouge à lamelles grises il est impossible de les différencier d'accumulations argileuses jaunes plus tardives.

L'absence de microlitage, la biréfringence et l'orientation faibles à nulles, la localisation dans les vides d'entassement jusqu'à une forte profondeur, sont autant de traits caractéristiques des accumulations argilo-limoneuses jaunes. Ils indiquent que les alluvions étaient le siège d'une percolation rapide des eaux entraînant argiles et limons en suspension. Le meilleur tri des accumulations argileuses jaunes qui font suite marque un ralentissement dans la circulation des eaux de percolation. Le front d'humectation continuait néanmoins à traverser les alluvions sur une forte profondeur. Il rejoignait vraisemblablement la nappe phréatique qui y était installée car la couleur jaune des accumulations est en faveur d'une mise en place en régime hydrique à tendance saturée. Il semble donc qu'à ce stade d'évolution du profil pédologique, la Stura di Lanzo avait déjà commencé à dégager une topographie de terrasse dans les alluvions de Balangero.

Les traits texturaux jaunes, limono-argileux puis argileux ne pénètrent pas à l'intérieur des pores et des fissures, dans les roches et dans les minéraux primaires. Leur mise en place a donc eu lieu avant la formation de ces figures de corrosion alors que les alluvions étaient encore assez peu altérées. Cependant leur composition minéralogique avec fragments de goethite et empilements de kaolinite, pose un problème. Elle peut indiquer qu'un sol très évolué était déjà en cours de formation, sur une faible épaisseur, à la partie tout à fait supérieure des alluvions ou sur un limon de crue sus-jacent. Dans les alluvions fluvioglaciales du Québec au sommet desquelles sont développés des podzols, Fédoroff et al. (1981) ont observé des traits texturaux limono-argileux de granulométrie identique à celle de Balangero et ayant une distribution similaire. Les particules qui les composent proviennent, au Québec, soit de la gélifraction des sables et des graviers des alluvions, soit de limons d'inondation déposés au sommet de celle-ci.

2. Phase illuviale rouge

Elle est caractérisée par des *revêtements argileux, rouges*, bien triés et hyalins, très différenciés par rapport aux précédents et qui se rencontrent à la base du niveau rouge à galets et cortex rouges et se retrouvent jusqu'au sommet du profil. Le passage rapide, observable sur le terrain, du niveau jaune au niveau rouge est lié à l'apparition soudaine puis à la densité accrue des accumulations argileuses rouges. A la profondeur de 5 m environ, leur épaisseur moyenne est de l'ordre de 100 µm. Elles tapissent des fis-

ures, localement élargies en cavités, qui composent un système de pores apparu après la phase illuviale jaune; et elles colmatent partiellement ou totalement les vides de corrosion ouverts dans les minéraux et les fragments de roches altérés et qui sont de plus en plus nombreux et importants vers le sommet du niveau rouge. La surface occupée par ces accumulations augmente progressivement vers le haut du profil. De 5 % de la superficie des lames environ à la base du niveau rouge, elle atteint 10 % au milieu de celui-ci et 20 % au sommet où les sables, les graviers et les accumulations mécaniques antérieures sont sertis dans une masse argileuse rouge constituée de dépôts et de revêtements rouges emboîtés, ni fragmentés, ni déformés. Le microlitage est plus développé qu'en profondeur. La base du niveau rouge présente une organisation argileuse diffuse (Fédoroff 1973) et est désignée comme un B23t. Tandis que son sommet et les lamelles rouges du niveau à veines grises possèdent une organisation argilique totale et correspondent à un B22t (désignation des horizons par N. Fédoroff).

Les accumulations argileuses rouges sont formées de particules trop fines pour être identifiées au microscope optique. Elles ont une biréfringence et une orientation faible à moyenne indiquant une forte altération avec absence d'illite. L'observation est en accord avec l'analyse minéralogique des épais revêtements argileux rouges enrobant les galets et qui sont formés de kaolinite et de minéraux à comportement d'intergrades alumineux (§ 6. 2. A. 3.).

A la partie supérieure du profil, dans les lamelles rouges que séparent des veines sub-horizontales grises, l'organisation des accumulations argileuses rouges est identique à celle qui vient d'être décrite mais le volume qu'elles occupent est encore plus grand. De plus l'on y observe des accumulations argileuses jaunes postérieures à celles qui ont été précédemment examinées (§ 6. 2. D. 1.). Certaines sont devenues jaunes par déferrification au cours d'une phase hydromorphe ultérieure à leur dépôt. D'autres ont pu être jaunes à l'origine, leur sédimentation ayant eu lieu pendant cette phase hydromorphe. La partie supérieure de l'horizon B22t est ainsi devenue un B22tg.

3. Phase illuviale grise

Des accumulations grises se sont mises en place le long des veines grises sub-horizontales qui sillonnent les alluvions rouges à leur sommet. Elles ne pénètrent ni dans les lamelles rouges intercalaires ni dans le niveau rouge sous-jacent. Très différenciées par rapport aux accumulations de la phase précédente, elles s'organisent en plages à limites souvent floues, avec parfois un microlitage irrégulier. Les accumulations sont:

- de texture variable; certaines plages sont argileuses ou limoneuses, assez bien triées; d'autres sont argilo-limoneuses, mal triées, jaune très clair à grises, de hyalinité variable mais faible en général;
- de biréfringence faible pour les plages argileuses, très

faible pour les plages argilo-limoneuses; l'ensemble compose un assemblage plasmique omnisépique, les plages formant de grands domaines de biréfringence dissemblable, disposés sans ordre apparent. Ce type de traits texturaux a été rencontré tout d'abord par Jamagne (1973) dans les réseaux de fissures grossières à large maille où une eau réductrice circule très lentement.

E. La rubéfaction des alluvions de Balangero: signification climatique

L'observation des accumulations argileuses rouges complète celle des minéraux ferro-magnésiens altérés au sein des galets rouges. Dans le niveau rouge, la couleur de la matrice paraît, en grande partie, due aux abondantes accumulations argileuses rouges. Dans les lamelles rouges du niveau supérieur zébré de veines grises, elle est également liée à la présence de ségrégations ferrugineuses hydromorphes qui seront à nouveau examinées ci-dessous. Il se pourrait donc que la couleur rouge ait été acquise dans des horizons superficiels éluviaux, à présent tronqués, l'illuviation transférant le fer lié aux argiles dans les horizons profonds, suivant le processus décrit par Bresson (1974, 1976) et Fédoroff (sous presse). Cependant, la rubéfaction s'est produite également in situ par libération du fer originellement contenu dans les minéraux ferro-magnésiens. Ces derniers sont altérés au point de ne plus pouvoir être identifiés dans les galets et les cortex rouges, depuis le sommet des alluvions jusqu'à la base du niveau rouge de Balangero. Il faut noter que dans la matrice de ces niveaux, qui ne sont nullement remaniés, l'on n'observe plus trace de hornblendes, péridots, grenats ou chlorites. Par contraste, ces minéraux sont abondants dans le niveau jaune et jusqu'à la base des alluvions. Ils le sont également dans la fraction sableuse des terrasses basses, moyennes et hautes, en contrebas de Vauda Grande. Les minéraux ferro-magnésiens qui se trouvaient isolés sous forme de sables dans la matrice des alluvions de Balangero, ou inclus dans des gravillons, semblent donc avoir été détruits par altération in situ jusqu'à une profondeur de 5 à 6 m dans le profil. Par comparaison avec l'évolution constatée au sein des galets et des cortex rouges, il y a tout lieu de penser que la libération du fer hors de leur réseau cristallin a fortement contribué à la rubéfaction de la matrice.

En ce qui concerne l'évolution d'ensemble du profil, il faut fortement souligner le fait qu'à la différence des accumulations jaunes de la phase antérieure, les accumulations argileuses rouges sont venues occuper les vides de corrosion dans les minéraux primaires et les fragments de roches altérés (§ 6. 2. D). En conséquence, la phase d'illuviation rouge est contemporaine de la phase d'altération maximum qui a affecté tant les roches aluminosilicatées que les roches basiques et ultrabasiques et les roches métamorphiques à minéraux ferro-magnésiens. *La rubéfaction et l'altération la plus intense se sont produites simultanément dans le profil.*

La concentration des accumulations argileuses rouges se

fait sur une épaisseur relativement faible (du sommet du profil jusqu'à une profondeur de 5 à 7 m) en comparaison de celle où se dispersent les accumulations jaunes de la phase précédente (du sommet du profil jusqu'à une profondeur de 15 à 20 m). Le fait signifie que les eaux de percolation, pendant la période de dépôt des accumulations rouges, ne traversaient plus les alluvions jusqu'à la nappe phréatique. L'humectation la plus profonde correspondait à la base du niveau rouge et l'humectation n'atteignait le plus souvent que la partie supérieure de ce niveau où se concentrent les accumulations argileuses rouges les plus épaisses.

A cette inégale épaisseur de la couche humectée, deux explications peuvent être apportées. Dès que la construction de l'horizon argilique a été amorcée, il est possible que son développement se soit de lui-même accéléré, les premières accumulations jouant un rôle de frein pour les eaux d'infiltration et favorisant ainsi l'illuviation. Progressivement la limite de pénétration moyenne serait remontée et les accumulations se seraient concentrées dans un horizon supérieur d'épaisseur plus faible. Mais il est également logique de penser que l'inégale percolation des eaux est simplement, et tout au moins en grande partie, due à des variations saisonnières pendant toute la période d'illuviation rouge. Dès le début de celle-ci, la percolation des eaux s'est trouvée limitée en profondeur alors que le colmatage du système de pores et de fissures n'était pas réalisé et, en conséquence, sans que puisse être invoqué un engorgement du profil. Les premiers phénomènes d'hydromorphie donnant lieu à la déferrification d'une partie des accumulations argileuses rouges, dans le niveau à veines grises, n'apparaîtront qu'ultérieurement. La remontée du front d'humectation accompagne cependant une illuviation intense requérant d'abondantes précipitations. Elle ne paraît pouvoir être expliquée que par une évapotranspiration accrue, liée à un réchauffement du climat.

F. Les phénomènes de turbation (collaboration avec N. Fédoroff)

1. La pédoturbation

Aucun signe de pédoturbation n'existe dans le profil de Balangero, sauf faiblement dans les concrétions ferrugineuses du niveau rouge à lamelles grises, concrétions qui fossilisent un sommet d'horizon Bt conservé à l'état de fragments. Les accumulations argileuses rouges sont identifiables partout et se distinguent nettement du squelette; il ne s'est pas formé de fond matriciel indifférencié. L'existence d'un matériel illuvial à dominante kaolinique réparti entre les éléments d'un squelette à sables grossiers, graviers et galets, a certainement limité les effets de la pédoturbation sans expliquer cependant son absence.

2. La cryoturbation

Les effets de la cryoturbation ne sont visibles qu'au sommet des alluvions de Balangero. Ils prennent forme, sur le terrain, de guirlandes de cryoturbation. En lames minces, dans le niveau à veines grises déformé par les guirlandes

de cryoturbation, la matrice des lamelles rouges est formée d'une masse basale argileuse, brun rouge (assemblage plasmique mosépique) englobant:

- des minéraux très altérés, pénétrés par des accumulations argileuses rouges et jaunes, décrits ci-dessus,
- des plages de matériau lavé et des ferruginisations interprétées comme les seuls vestiges résiduels d'un horizon A2 pour les premières et du sommet d'un horizon Bt pour les secondes,
- des papules de dimensions allant de 50 à quelques centaines de micromètres, de couleur jaune pour les unes, rouge pour les autres avec parfois des déferruginisations sur la bordure qui est devenue jaune. Elles correspondent aux traits texturaux rouges et jaunes du sommet du profil, décrits § 6. 2. D. 2. et qui ont été fragmentés ici, probablement au cours de plusieurs phases de cryoturbation.

La cryoturbation a débuté après la phase d'illuviation rouge, lorsque le colmatage illuvial avait déjà induit, dans des conditions qui seront discutées ci-dessous, une hydromorphie secondaire exprimée par les papules jaunes et les concrétions ferrugineuses. La phase de développement du profil liée au froid, qui fait suite à la formation du grand sol rouge, est complexe. Les horizons éluviaux ont été décapés en totalité ainsi qu'une partie (d'épaisseur impossible à apprécier) de l'horizon illuvial. Au sommet des alluvions ainsi érodées la cryoturbation a exercé un effet de brassage assez modéré. La taille des papules n'a pas été uniformisée; les concrétions ferrugineuses ont été seulement ébréchées sur leurs bords; et les vestiges d'horizon éluvial n'ont pas été totalement mélangés et confondus avec l'horizon illuvial dans lequel ils se trouvent injectés. Rien ne permet de supposer qu'à ce stade le réseau de fentes sub-horizontales était déjà établi.

Le matériau a acquis dans un second temps une structure fragile. Les lamellations et le compactage du matériau résultent de phénomènes de ségrégation de la glace en lentilles sub-horizontales dans le sol (Fedorova et Yarilova 1972, Van Vliet-Lanoe 1987). Le long des plans de discontinuité subhorizontaux qui en résultent, des accumulations argileuses grises se sont mises en place (§ 6. 2. D. 3.). Elles ne sont jamais mélangées au matériau rouge mais elles sont déformées, au sommet du profil, par les guirlandes de cryoturbation.

G. L'hydromorphie (collaboration avec N. Fédoroff)

Au terme de la phase de colmatage illuvial rouge, le développement pédologique s'est poursuivi au sommet des alluvions et s'est déroulé en conditions hydromorphes. Deux phases successives doivent y être distinguées.

1. Hydromorphie secondaire liée au colmatage d'argiles illuviales rouges

Les premiers phénomènes d'hydromorphie s'observent dans les lamelles rouges du niveau rouge à veines grises.

Dans la partie non cryoturbée formant la base de ce niveau, ils se traduisent par:

- la dérubéfaction partielle ou totale commençant souvent par la bordure des accumulations argileuses rouges;
- la présence d'accumulations argileuses jaunes, identiques aux précédentes hormis leur couleur qu'elles possédaient déjà lors de leur mise en place;
- la présence de concentrations ferrugineuses rouges, petites, nombreuses et distribuées dans toute la matrice à la couleur intense de laquelle elles contribuent fortement.

S'y ajoutent, dans la partie cryoturbée, les concrétions ferrugineuses d'un rouge très sombre déjà décrites en A et B. Elles fossilisent des minéraux et fragments de roches très altérés et une matrice dont l'organisation totalement argilique, faiblement pédoturbée, indique que l'imprégnation par les oxydes ferro-manganiques s'est faite à l'extrême base des horizons éluviaux ou au sommet d'horizons illuviaux maintenant tronqués.

Cette phase hydromorphe s'est développée progressivement, en relation certainement étroite avec le colmatage des alluvions par les accumulations argileuses rouges. L'hydromorphie secondaire qui se produit dans de nombreux sols est fréquemment considérée comme un résultat de l'évolution interne du profil. L'enchaînement des processus, selon cette interprétation, a été reconstitué et décrit en particulier par Jamagne (1973). Si le colmatage par les argiles d'illuviation est total, il aboutit à la formation d'un horizon massif, compact et inerte. Une nappe perchée temporaire s'installe au-dessus, dans les horizons éluviaux. A Balangero, elle a provoqué à la base de ceux-ci et au sommet des horizons illuviaux la formation d'abondantes concrétions ferrugineuses rouge sombre, ultérieurement injectées par cryoturbation dans le matériau immédiatement sous-jacent. L'hydromorphie s'est développée par le haut: bien marqués dans les lamelles rouges du niveau rouge à veines grises, ses effets décroissent rapidement dans le niveau rouge situé en-dessous. La phase d'illuviation secondaire pourrait donc être considérée à Balangero, comme la conséquence logique des phases antérieures de la pédogénèse provoquant une forte argilification et une imperméabilisation consécutive du matériau. Cependant, la place qu'elle occupe, dans la succession des événements marquant le développement du profil, permet de compléter cette interprétation. Les premiers effets de l'hydromorphie s'exercent après la phase d'illuviation argileuse rouge contemporaine de l'altération maximum des alluvions et qui a été identifiée comme le témoin d'un important réchauffement climatique (6. 2. E.). Ils précèdent une série de phénomènes liés au froid, entraînant la troncature du profil puis une cryoturbation modérée au sommet de l'horizon illuvial rouge, l'acquisition d'une structure fragile liée à un gel saisonnier et la formation de guirlandes de cryoturbation (§ 6. 2. F.). Ils prennent place, par conséquent, pendant la phase de détérioration climatique.

L'on constate à Balangero que l'hydromorphie est effectivement conditionnée par le colmatage argileux. La

formation préalable d'un horizon illuvial à partir d'un matériau qui était très filtrant au départ, est indispensable à son développement. Mais l'hydromorphie survient avec le changement climatique. Elle révèle un rafraîchissement qui limite l'évapotranspiration et favorise, à précipitations supposées égales, l'engorgement du sol.

2. Hydromorphie tertiaire

Cette phase est postérieure à la formation du fragipan. Elle est au moins pour partie contemporaine de la cryoturbation. Elle est caractérisée par des accumulations argileuses grises logées dans les grandes fissures sub-horizontales et par des concentrations ferrugineuses noires. Dans un matériau très compacté par le tassement dû au gel, les fentes sont devenues le seul système poreux pouvant être emprunté par les eaux. Celles-ci y ont déposé en milieu réducteur les particules transportées en suspension, en même temps qu'elles les élargissaient. De part et d'autre des fentes, les eaux acides et réductrices ont pénétré dans le matériau rouge, le dérubéfiant sur une épaisseur qui peut atteindre ou dépasser 1 cm. Ce jaunissement, spectaculaire dans le profil, résulte de l'élimination d'oxydes de fer qui ont en partie recristallisé sous forme de concrétions et plaques ferrugineuses noires dans le niveau rouge à lamelles grises, d'enduits et de dendrites plaqués à la périphérie des galets dans le niveau rouge.

Les phénomènes physico-chimiques qui se sont produits pendant les deux phases d'hydromorphie successives, secondaire et tertiaire, sont considérés ici comme des phénomènes de "dégradation" et seront désignés sous ce terme. A Balangero, la "dégradation" s'exprime par des modifications essentiellement colorimétriques liées aux changements d'état du fer et à sa migration. Elle se traduit par une destruction plus ou moins complète de caractères antérieurs du sol. Les phénomènes physico-chimiques constatés ont pu s'accompagner d'évolutions minéralogiques mais celles-ci n'ont pas été étudiées.

H. Genèse et signification climatique du paléosol de Balangero

L'analyse détaillée du profil de Balangero permet de reconstituer les différentes étapes de sa genèse. La première conclusion à en tirer concerne la différenciation des niveaux jaunes de la partie inférieure du profil et des niveaux rouges de la partie supérieure. Leur superposition a été observée dans toutes les coupes ménagées dans les très hautes terrasses. En première approximation, elle apparaît sur le terrain, comme l'une des caractéristiques des grands "ferrettos" de l'Italie du Nord. Or il s'avère que ces horizons ne datent pas de la même phase de pédogénèse. Le profil tel qu'il apparaît dans ses grands traits, sur le terrain, n'est pas formé par la superposition d'horizons d'un sol ayant évolué en continuité. Il correspond à la surimposition de sols successifs dont le développement s'est relayé au fur et à mesure des changements climatiques.

La filiation qui existe cependant de l'un à l'autre vient de ce que les plus anciens ont servi de "matériau original" pour les suivants.

L'étude micromorphologique permet de retrouver jusque dans les niveaux rouges, l'existence d'un premier sol jaune très épais dont la couleur est due à d'abondantes accumulations mécaniques jaunes, limono-argileuses puis argileuses. Pendant cette phase de pédogénèse l'illuviation était diffuse. Les eaux de percolation entraînaient les particules en suspension, les abandonnant ici et là. Elles traversaient les alluvions sur une très forte épaisseur et rejoignaient la circulation phréatique générale. Dans toute la partie du profil où les accumulations jaunes peuvent être observées (c'est à dire depuis la base du niveau rouge à veines grises jusqu'à une profondeur de 15 à 20 m) l'altération paraît avoir été assez modérée et nettement sélective. Dans les roches alumino-silicatées, une double séquence évolutive donne de la kaolinite à partir des plagioclases, et des interstratifiés illite-vermiculite ainsi que de la vermiculite souvent alumineuse à partir des biotites. Les minéraux ferro-magnésiens commencent à s'altérer mais leur structure cristalline demeure reconnaissable. Les pertes de substance limitées des minéraux primaires et des roches et la faiblesse corrélative de leur porosité sont attestées par le fait que les revêtements jaunes ne pénètrent jamais dans leurs fissures et vides de corrosion qui ne se sont formés qu'ultérieurement. La seconde phase pédogénétique aboutit à la formation d'un grand sol rouge lessivé. C'est la phase essentielle dans l'acquisition des caractères spécifiques des sols dits "ferrettos" de l'Italie du Nord. Ces caractères consistent, d'une part en un ameublissement très fort des roches et des minéraux (quartz excepté) de sorte que les galets des alluvions sont tronqués comme la matrice dans les coupes artificielles. Ils correspondent d'autre part à la couleur rouge de la matrice et de certains galets ou cortex de galets.

La transition entre les deux phases pédogénétiques successives est brutale. Brusquement l'altération de tous les minéraux primaires s'accroît, avec perte de substance entraînant la formation des pores et des fissures, ainsi qu'une tendance générale à la kaolinisation laquelle n'est cependant pas encore totalement réalisée dans les vestiges d'horizons éluviaux conservés au sommet du profil. La couleur rouge apparaît, liée à la fois à une abondante illuviation argileuse rouge et à la décomposition in situ des minéraux ferro-magnésiens isolés dans la matrice ou inclus dans des galets. En même temps, la distribution des revêtements dans le profil se modifie. Ils se répartissent densément, sur une épaisseur plus faible, de 5 m environ, les eaux de percolation ne pénétrant pas plus profondément et toutes les particules en suspension se déposant dans les horizons humectés. Suivant la classification française, le sol développé au cours de cette phase pédogénétique est un sol rouge lessivé à altération kaolinique ménagée. Suivant la classification américaine (Soil Survey Staff 1975), il s'agit d'un sol qui se rattache à la catégorie des Ultisols. Les conditions nécessaires à sa

génèse ont déjà été exposées dans les paragraphes ci-dessus, à la suite de l'analyse de chacun de ses principaux caractères. Elles peuvent être résumées comme suit:

- la kaolinisation ménagée et la rubéfaction se produisent en conditions de fort drainage entraînant ou amorçant la désaturation du complexe absorbant. Ceci implique un climat humide;
- le développement de l'horizon argilique suppose une forte percolation dans la partie supérieure du sol, mais un arrêt du front d'humectation à la base du sol. Ceci se produit sous un régime de fortes pluies, suivies par une évapotranspiration importante, dans des conditions de climat à la fois humide et chaud, tout au moins en saison estivale.

Le sol de Balangero est faiblement fossilisé sous un limon peu épais. Il y aurait donc lieu de se demander si l'acquisition de ses caractères d'altération, très contrastés avec ceux des basses terrasses de la Stura di Lanzo, est simplement due à une très longue durée d'évolution, depuis la mise en place des alluvions jusqu'à la période actuelle. L'on rejoindrait ainsi l'argumentation soutenue en particulier par Icole (1973) sur le piedmont occidental nord-pyrénéen, à partir de l'étude surtout géochimique et minéralogique de vieux sols à caractères proches de ceux de Balangero. Cependant, cette interprétation est contrecarée par les observations faites ici et parmi lesquelles l'analyse micromorphologique a joué un rôle essentiel. Elles ont permis d'établir la chronologie des phases successives de l'évolution pédologique et de l'altération. Elles montrent clairement que celles-ci ne se sont pas développées continûment mais ont été marquées par une série de ruptures liées à des changements climatiques importants. Des débuts de l'illuviation qui provoquent la formation des horizons jaunes de la base du sol, jusqu'aux guirlandes de cryoturbation qui en déforment le sommet, en passant par la phase majeure d'altération et d'illuviation rouge, un cycle de pédogénèse correspondant à un grand cycle climatique interglaciaire-périglaciaire est inscrit dans le profil de Balangero. Il y revêt, à la faveur des contrastes colorimétriques, une expression quasi-picturale.

Après la phase d'illuviation grise contemporaine de la formation du fragipan puis des guirlandes de cryoturbation, rien dans le profil n'indique que la pédogénèse et l'altération des roches, dans les alluvions, aient continué à se développer. Il n'y a ni apport visible de nouvelles accumulations mécaniques, ni formation supplémentaire de pores et de fissures dans les minéraux primaires. Il est logique de penser que l'évolution géochimique et minéralogique se poursuit encore actuellement, sous une forme modérée, proche de celle qui a été mise en évidence au sommet des basses terrasses. Sans doute se produit-elle en profondeur, dans des niveaux où subsistent des minéraux aisément altérables. Bornand (1978) soulignait cette manifestation des altérations récentes à la base des vieux profils sur terrasses du bassin moyen du Rhône. Tardy (1969) en a étudié les effets à la base d'altérites anciennes sur roches cristallines en place. Mais tous les traits majeurs de la grande altération de Balangero étaient acquis au terme du

cycle de pédogénèse qui se termine par les phénomènes de cryoturbation. Les caractéristiques du profil ne sont pas le produit des processus pédogénétiques actuels ou récents, tels qu'ils s'expriment dans les sols sur alluvions des terrasses basses et moyennes. Le "ferretto" de Balangero, nanti de tous ses caractères spécifiques, est un sol relictuel au sens défini par Ruellan (1971).

Pour l'heure, il n'existe pas de preuves directes permettant de dater le paléosol et les alluvions de Balangero. Par rapport aux alluvions de Vauda Grande dont les caractères d'altération sont de même type mais moins accusés, il est seulement possible de les attribuer à un interglaciaire et un glaciaire plus anciens. Il s'agirait, au minimum, de IGL 8 et GL 9 respectivement corrélés avec les Stades $\delta^{18}O$ 19 et 20. Ceci reviendrait à les dater du début du Pléistocène Moyen dont la limite inférieure correspond au renversement de polarité magnétique Brunhes-Matuyama qui se trouve dans le Stade 20. La discussion menée ci-dessous qui concerne de grands sols similaires à celui de Balangero, rencontrés en Lombardie, indique cependant que leur âge est plus ancien.

7. Discussion générale et conclusions

7. 1. Les grands "ferrettos" de l'Italie du Nord datent des interglaciaires de l'époque Matuyama

Dans les chapitres qui précèdent, les essais de datation des sols rouges sur alluvions des différentes terrasses, à partir de l'étude des sédiments loessiques sus-jacents, ont clairement montré leurs limites. L'attribution à IGL 4 (équivalent au Stade $\delta^{18}O$ 11) du sol rougeâtre de Robassomero, sur haute terrasse de la Stura di Lanzo, s'appuie sur la comparaison menée avec la série formée par la terrasse moyenne et les hautes terrasses ("Altapiannura") du Nord de Milan (Fig. 3, Tabl. 18). Elle paraît bien validée par la remarquable reproductibilité des superpositions de sédiments et de sols, très continûment rencontrées sur chacune de ces surfaces. Il n'en va plus de même pour les niveaux plus anciens de Vauda Grande et de Balangero au Nord de Turin, ni de Lurago et Venegono au Nord de Milan, sur lesquels s'observent les "ferrettos" typiques de l'Italie du Nord. La superposition des sédiments loessiques y est irrégulièrement conservée et l'importance des hiatus existant entre ces niveaux n'est plus contrôlable. L'on peut donc s'attendre à des sous-estimations dans l'attribution aux interglaciaires (IGL 7) et (IGL 8), correspondant aux Stades $\delta^{18}O$ 17 et 19, qui a été avancée ci-dessus pour les grands sols rouges sur alluvions de Vauda Grande et de Balangero.

Une possibilité complémentaire de calage stratigraphique pourrait être recherchée dans l'étude des sédiments formant le substrat du cône de la Stura di Lanzo. En situation adjacente à celui-ci, Allason et al. (1981) ont réalisé l'analyse sédimentologique et palynologique des sédiments dits "Villafranchiens" de Levone Canavese, 3,5 km au nord de Barbania (Fig. 1C). Ils en déduisent

que le contact entre les dépôts marins et littoraux et les dépôts continentaux (de faciès fluvial, lacustre ou palustre) qui les recouvrent, se place au dessus de la limite Plio-Pléistocène. Une étude similaire, complétée par celle du paléomagnétisme et appliquée au substrat des très hautes terrasses étudiées au Nord de Turin, permettrait peut-être d'en évaluer l'âge maximum. Au Nord-Est de Bergame, de tels résultats ont été obtenus à partir des dépôts lacustres de Leffe qui colmatent un petit bassin intra-alpin barré par une très haute terrasse de la rivière Serio, affluent de l'Adda et du Pô. Les sédiments se sont accumulés sur plus de 200 m d'épaisseur, au cours de périodes alternativement chaudes (forêt à Juglandacées) et froides, mises en évidence par la palynologie (Lona 1950; Lona et Follieri 1957; Lona et Bertoldi 1973; Ravazzi 1993). Billard et al. (1983) admettent qu'elles peuvent être rassemblées en 10 cycles climatiques ce que confirme Ravazzi (1993). D'après les études faunistiques, l'ensemble remonte au Pléistocène Inférieur (Ambrosetti et al. 1980). En conformité avec cette conclusion, les mesures de paléomagnétisme conduisent à rattacher les dépôts à l'époque Matuyama, leur partie supérieure étant placée soit dans l'événement Jaramillo (Billard et al. 1983) entre 0,90 et 0,97 Ma, soit antérieurement à celui-ci (Ravazzi 1993).

A Leffe, un grand "ferretto" similaire à celui de Balangero est développé au sommet des sédiments lacustres et des alluvions composant la très haute terrasse du Serio. Automatiquement attribué au "Mindel-Riss", il a servi à caler la partie supérieure de la séquence, laquelle a été distribuée entre "Mindel", "Günz" et "Donau" (Lona 1950; Venzo 1953). Cependant, les données magnétostratigraphiques montrent que le sol de Leffe ne peut, en aucun cas, être placé dans le Pléistocène Moyen. Il s'est formé durant un interglaciaire de l'époque Matuyama dont la situation est encore mal déterminée. Il peut correspondre soit au Stade $\delta^{18}O$ 21 ou 23 (entre la base de Brunhes et le sommet de Jaramillo) si la datation de la partie supérieure des sédiments par Billard et al. (1983) est confirmée, soit à un Stade plus ancien si la datation donnée par Ravazzi (1993), au terme d'une étude encore préliminaire, s'avère exacte. Quoiqu'il en soit, le grand "ferretto" de Leffe se place dans le Pléistocène Inférieur dont le sommet correspond au renversement de polarité magnétique Brunhes-Matuyama daté de 730 000 ans (Mankinen et Dalrymple 1979) ou 790 000 ans (Johnson 1982).

Ceci rejoint les propositions avancées par Billard et Orombelli (1986) qui rassemblent, dans le Pléistocène Inférieur, le sommet de la séquence de Leffe et de la très haute terrasse intra-montagnarde du Serio avec les très hautes terrasses de la Stura di Lanzo et avec une série de moraines anciennes. Celles-ci comprennent notamment les moraines les plus externes étudiées par Venzo (1957) autour du Lac de Garde et par Orombelli (1979) sur le lobe de la Brianza du glacier de l'Adda, celles de Zubiena du système de la Doire Baltée au Nord-Est d'Ivrée (Fig. 1-B), les moraines anciennes du Lac de Varèse décrites par Nangeroni (1954) et celles de Venegono (Fig. 3) individu-

alisées par Billard (1973a, 1993) à la partie occidentale des amphithéâtres externes du Lac de Côme. Une telle interprétation implique que les glaciers alpins se soient étendus sur le piedmont lombard dès le Pléistocène Inférieur, un fait également montré par Chardon (1975). Cependant, la contemporanéité des dépôts cités ci-dessus et des sols qui y sont développés n'est pas strictement assurée. En effet, lorsqu'est atteint le stade d'altération observé à Balangero, il ne paraît plus possible de différencier l'un de l'autre les grands "ferrettos" de l'Italie du Nord. Ils se sont développés à la faveur d'interglaciaires, à climat chaud et humide, dont le caractère répétitif est mis en évidence dans les sédiments lacustres du Val Leffe et qui, après le dépôt de ceux-ci, ont continué d'alterner avec les périodes glaciaires.

L'analyse détaillée du paléosol de Balangero montre que l'ensemble de ses caractères a été acquis au cours d'un cycle climatique interglaciaire-glaciaire. Elle fait très clairement ressortir le rôle majeur du climat et de ses changements dans le développement du profil. Le sol très ancien de Balangero, exposé en surface ou recouvert par un limon loessique de très faible épaisseur (0,80 à 1 m), est à comparer avec les sols fossiles observés sur les terrasses en contrebas. La confrontation permet de cerner le changement qui, du Pléistocène Inférieur à l'Holocène, affecte le climat et la pédogénèse. Elle apporte des précisions supplémentaires concernant le rôle respectif du climat et de la durée d'évolution dans la différenciation des sols formés au Pléistocène, en domaine périalpin.

7. 2. Les "ferrettos" de l'Italie du Nord datent des interglaciaires qui vont de Matuyama à la partie moyenne de Brunhes

Le sol rouge lessivé, visible au sommet des alluvions de la très haute terrasse de Vauda Grande, présente toutes les caractéristiques des "ferrettos typiques" du piedmont italien des Alpes. De même type qu'à Balangero, la pédogénèse et l'altération y affectent cependant une masse de matériau moins importante. En particulier, les galets de roches basiques et ultra-basiques ainsi que les schistes à chlorite présentent, dans les horizons Bt de Vauda Grande, un cortex ameubli rouge vif (2,5YR4/8 à 10R4/8) épais de 3 à 5 cm, alors qu'ils sont totalement ameublés et rubéfiés à Balangero. Le paléosol de Vauda Grande est fossilisé par une série de sédiments loessiques dont les trois plus anciens sont affectés par une pédogénèse similaire à celle des alluvions, induisant une abondante illuviation, une coloration rouge vif des revêtements (10R4/6) et de la matrice (2,5YR4/8) et une forte altération des minéraux. Au sommet de chacun de ces sols rouges se sont produits des phénomènes de dégradation texturale associés à des microcryoturbations. Ils témoignent de l'intervention de climats périglaciaires dont chacun a surimposé ses effets à ceux de la pédogénèse interglaciaire immédiatement antérieure. De surcroît, des phénomènes d'hydromorphie

ont conféré aux limons et au sommet des alluvions un aspect zébré, fortement bigarré de rouge et de jaune, la dérubéfaction étant liée à une circulation rapide des eaux de fonte des neiges dans un réseau de fissures sub-horizontales anastomosées dû à des ségrégations lenticulaires de glaces.

Les sols sur sédiments superposés, visibles à Vauda Grande, sont donc marqués par une série de ruptures dans le style de la pédogénèse. L'alternance des phénomènes cryogéniques, suivis d'épisodes de sédimentation loessique, avec la formation des sols rouges lessivés à fort degré d'altération, indique que ces derniers se sont développés dans le courant d'interglaciaires successifs séparés par des périodes glaciaires. Le sol sur alluvions de Vauda Grande présente des caractères similaires à celui de Lurago étudié dans la région nord de Milan (Fig. 3). Ils font cependant partie d'un groupe de sols que l'on différencie mal les uns des autres, de sorte que, pas plus que dans le cas de Balangero, Venegono et Leffe, l'on n'est assuré de leur stricte contemporanéité. Dans chacun des "ferrettos" sur alluvions et sédiments loessiques de Vauda Grande et Lurago, l'épaisseur et la masse de matériaux très fortement altérés sont moindres qu'à Balangero. Ce fait n'est nullement à mettre au compte d'une évolution qui se serait continuellement poursuivie, jusqu'à la période actuelle, dans le sol très faiblement fossilisé de Balangero, par opposition à une évolution plus brève dans les sols fossiles de Vauda Grande et Lurago. En effet, dans chacun des cas considérés, un sol rouge lessivé s'est formé pendant la durée d'un interglaciaire et s'est dégradé avec les débuts de la période glaciaire suivante. Le problème qui mérite, dès lors, d'être posé concerne la durée comparée des interglaciaires pendant lesquels se sont formés les "ferrettos" tels que Balangero, d'une part et Vauda Grande, d'autre part.

La recherche d'un analogue récent conduit à comparer les "ferrettos" du Piémont et de Lombardie avec les sols rouges ou "kraznozems" de la Colchide, en Géorgie, sur le piémont sud-ouest du Caucase (Billard 1985). Il existe notamment un ensemble de similarités frappantes entre les paléosols nord italiens de type Balangero et Vauda Grande et le sol décrit par Cernjakovskij (1968) à la partie supérieure d'une terrasse de la région de Batumi datée de 4000 à 5000 BP. Dans ce profil la matrice d'une couleur qualifiée de rouge framboise, englobe des galets de roches basiques dont le coeur, demeuré cohérent, contraste avec un cortex rouge totalement ameubli (3,5 cm d'épaisseur en moyenne). L'analyse des minéraux argileux a mis en évidence l'importance de la kaolinite et de l'hydrogoëthite qui est l'équivalent d'un intergrade alumineux (G Pedro communication personnelle). Le climat de la région présente des températures moyennes annuelles d'environ 15 °C avec un maximum de 22,5 à 25 °C en Août et un minimum de 5 à 7,5 °C en Janvier. Il est caractérisé par de fortes précipitations -moyenne annuelle de 2500 mm à Batumi- et par un maximum d'été et d'automne, avec des chiffres mensuels de 200-300 mm en Août et Septembre et 300 mm en Octobre et Novembre. La phase pédogéné-

tique essentielle dans l'acquisition des caractères spécifiques des "ferrettos" italiens a été individualisée à partir du profil de Balangero. Elle aboutit à la formation d'un sol rouge lessivé à altération kaolinique ménagée affectant, pour partie, des roches de catégories pétrographiques très diverses et la quasi totalité des minéraux primaires. Synchronisme de la phase maximum d'altération et d'illuviation, la rubéfaction s'est produite en climat de type tropical à la fois chaud et humide. Il est plus précis de dire qu'à moyenne latitude, le développement des "ferrettos" sud-alpins a requis l'intervention d'un climat à saison d'été chaude et humide, comparable au climat actuel de la Colchide.

En contrebas de Vauda Grande, le sol sur alluvions des hautes terrasses de Vauda di Nole et Robassomero se démarque des "ferrettos" typiques de la région. La couleur rouge à rougeâtre de la matrice est plus franche à Robassomero (5YR5/8 à 5YR5/6) en rive droite, qu'à Vauda di Nole (5YR5/6 à 5YR5/4) en rive gauche et affecte des horizons Bt d'épaisseur plus forte (1,75 m en moyenne à Robassomero contre 1,25 m à Vauda di Nole). Cette différence est interprétée ici comme le résultat de conditions de drainage meilleures à Robassomero qu'à Vauda di Nole. La couleur du sol paraît essentiellement liée à une abondante illuviation argileuse dans les horizons Bt. Cependant, à la partie supérieure de ceux-ci, des galets de roches basiques et ultrabasiques montrent de minces cortex ameublés et rubéfiés (2,5YR4/8) entourant un coeur de roche saine ou faiblement désagrégée. A ce niveau, les biotites sont partiellement transformées en kaolinite dans les galets arénisés des roches alumino-silicatées. Les altérations rencontrées au sommet des profils de Robassomero et Vauda di Nole, demeurent donc plus accusées que celles des sols fersiallitiques. Dès la moitié inférieure des horizons Bt, l'altération de ces roches se caractérise par une double séquence évolutive avec transformation partielle des plagioclases en kaolinite tandis que les biotites ne dépassent pas le stade des minéraux de type vermiculite, vermiculite alumineuse et interstratifiés illite-vermiculite. Ainsi, le sol lessivé de couleur rougeâtre de Robassomero-Colombé et Vauda di Nole se présente comme un intergrade entre les sols rouges lessivés plus anciens et les sols bruns lessivés des terrasses moyennes et basses caractérisés par des altérations qui relèvent entièrement du domaine de la bisiallisation. La pédogénèse des alluvions des hautes terrasses marque un changement, par rapport aux conditions antérieures, dans le caractère climatique de l'interglaciaire durant lequel elle a pris place. Elle pourrait s'être développée pendant une partie seulement, correspondant à l'optimum climatique chaud et humide, d'une période interglaciaire plus tempérée en moyenne que ne l'avaient été les précédentes. Elle traduirait, en pareil cas, la récurrence passagère d'un climat révolu.

Le changement conduit vers des climats interglaciaires plus secs, proches de l'actuel (§ 2. 1.) et marqués principalement par un fléchissement des précipitations d'été dû à une influence méditerranéenne modérée. Il se produit à la partie moyenne de l'époque Brunhes, ainsi que le mon-

tre la série des cycles glaciaires-interglaciaires enregistrée dans les sédiments superposés au sommet des terrasses de Vauda di Nole et Robassomero. Le dépôt des sédiments loessiques et des alluvions sous-jacentes relève de cinq glaciaires successifs allant de GL1 à GL5, corrélés avec les Stades $\delta^{18}\text{O}$ 2-4 à 12. Les sols lessivés développés sur chacun d'entre-eux correspondent à l'Holocène et aux interglaciaires IGL1 à IGL4 (Stades $\delta^{18}\text{O}$ 5 à 11). L'attribution à IGL 4 (équivalent au Stade $\delta^{18}\text{O}$ 11) du sol rougeâtre des hautes terrasses de la Stura di Lanzo, s'appuie sur la comparaison opérée avec la série des terrasses du Nord de Milan (Fig. 3). Elle paraît bien validée par la remarquable reproductibilité des superpositions de sédiments et de sols, très

continûment rencontrées sur chacune de ces surfaces. Le sol de Robassomero marque un tournant dans le type de pédogénèse dont les effets s'observent sur le cône de la Stura di Lanzo. Cependant, plus clairement que celle de Turin, la séquence plus complète des hautes terrasses ou "Altapiatura" du Nord de Milan montre que ce changement s'effectue progressivement. Il prend place au cours des pédogénèses de Lurago, Mariano et Meda, pendant les interglaciaires IGL 5, IGL 4 et IGL 3 qui correspondent aux Stades $\delta^{18}\text{O}$ 13, 11 et 9 (Tabl. 18).

L'on observe fréquemment, sur le cône de la Stura di Lanzo et sur l'ensemble du piedmont italien des Alpes, la superposition de nappes d'alluvions d'âge différent à con-

Tableau 18: Subdivision stratigraphique des séquences de sédiments et de paléosols du Nord de Turin et de Milan (Fig. 3). Essai de corrélation avec les séries loessiques d'Europe centrale (d'après Kukla et Ložek 1961, Šibrava et Billard 1986) et de Chine (Lie et al. 1985). Souligné: paléosols intergrades. Gras et souligné: paléosols les plus développés dans la région considérée.

B/M: limite Brunhes-Matuyama. L'âge des sols et des sédiments de Vauda Grande et Balangero est sous-estimé.

Stratigraphical subdivision of the sediment-palaeosol sequences to the North of Torino and Milan. Attempted correlation with the loess series of the Central Europe and China.

Italie du Nord			Bohême Moravie (Chine)	Plateau des Loess	Stades $\delta^{18}\text{O}$
GL-IGL	Alluvions- paléosols	Loess- paléosols	Id	Id	
GL1	Basses terrasses (ex. Camnago)	Sédiments loessiques	LOESS (cycle B)	L1	2-4
IGL1	Sol II (ex. Copreno)	Sols II (Vauda di Nole Barlass Meda Mariano)	PK3	S1	5
GL2	Terr. moyennes (ex. Copreno)	Sédiments loessiques	Loess (cycle C)	L2	6
IGL2	Sol III (ex. Barlassina)	Sol III (Vauda di Nole Meda Mariano)	PK4	S2	7
GL3	Terrasse (ex. Barlassina)	Sédiments loessiques	Loess (cycle D)	L3	8
IGL3	Sol IV (ex. Meda)	Sol IV (Vauda di Nole Mariano)	PK5	S3	9
GL4	Terrasses (ex. Meda)	Sédiments loessiques	Loess (cycle E)	L4	10
IGL4	Sol V (ex. V di N Mariano)	Sol I Vauda Grande (age minimum)	PK6	S4	11
GL5	Terrasses (V di N Mariano)	Sédiments loessiques (Vauda Grande : id)	Loess (cycle F)	L5-1	12
IGL5		Sol II Vauda Gr (id)	PK7 (Paléosol F)	S5-1	13
GL6		Sédiments loessiques (Vauda Grande : id)	Loess (cycle G)	L5-2 S5-2	14
IGL6		Sol III Vauda Gr (id)	PK8	L5-3 S5-3	15
GL7		Sédiments loessiques (Vauda Grande : id)	Loess (cycle H)	L6	16
IGL7	Sol Vauda Gr (age minimum)		PK9	S6	17
GL8	Terrasse Vauda Grande (id)		Loess (cycle I)	L7	18
IGL8	Sol Balangero (age minimum)		PK10	S7	19
GL9	Terr. Balangero (id)		Loess (cycle J)	L8	20
IGL9			Paléosol J	S8	21

tact ravinant et dont la plus ancienne est aussi la plus altérée. Les exemples de Vastalla, San Carlo et Robassomero (3., 4. 1. et 4. 8.) montrent les accumulations ont été interrompues par des périodes de pédogenèse dont est chaque fois résulté un sol qui a été tronqué de ses horizons superficiels puis fossilisé lorsque l'alluvionnement a repris. Ainsi, les alternances d'accumulation et de pédogenèse sont directement liées à la succession des cycles glaciaires-interglaciaires tandis que la superposition ou l'étagement des nappes d'alluvions est commandé par la tectonique qui influence, du même coup, l'importance des dénivelées existant entre les terrasses. De cette dualité des facteurs qui contrôlent l'organisation géomorphologique, il résulte que les terrasses ne représentent souvent que des segments discontinus de la série stratigraphique, variables d'une région à l'autre. Le nombre de terrasses à "ferreto" du Nord de Turin, inférieur à celui des cycles climatiques enregistrés dans les sédiments et des sols, est également moindre que celui du Nord de Milan (Fig. 3). Dans le premier cas, de Balangero à Robassomero, le Diluvium de Mattiolo et al. (1925) a enregistré des périodes allant de l'époque Matuyama jusqu'au Stade $\delta^{18}\text{O}$ 11 (Tabl. 18). Un hiatus stratigraphique le sépare de la terrasses en contrebas (Cafasse) dont l'alluvionnement est rapporté au Stade $\delta^{18}\text{O}$ 6 ou 8. Dans le second cas, de Venegono à Barlassina (Fig. 3, § 1. 2.), le "Ferretto (diluvium ancien, Mindel de Penck)" de Riva (1957), conservé par tous les auteurs jusqu'à Billard (1973a), relève des périodes allant de Matuyama jusqu'au Stade $\delta^{18}\text{O}$ 7. Aucune dénivelée majeure, correspondant à un grand épisode de creusement, ne le sépare de la terrasse en contrebas.

7. 3. Le "grand interglaciaire" des Alpes est un mythe perpétué par l'amalgame de nombreux sols rouges en une seule unité pédologique

L'étude menée à partir du cône de la Stura di Lanzo, s'inscrit dans une série de travaux qui cherchent à discriminer l'influence des paléoclimats et de la durée de l'évolution pédologique, dans la différenciation des sols développés sur les séries de terrasses d'âge Quaternaire. En France, Barrière (1971) dans le Languedoc, Icole (1973) sur le piedmont nord des Pyrénées et Bornand (1978) dans la vallée du Rhône, ont étudié l'accroissement qui se manifeste, sur des dépôts dont augmente l'ancienneté, dans l'épaisseur et le degré d'évolution des sols et dans l'altération des galets. Ils attribuent ce fait à la durée cumulée de la pédogenèse en admettant que celle-ci a affecté continuellement les alluvions, exposées à la partie supérieure des terrasses, depuis leur mise en place jusqu'à la période actuelle. Les sols fossiles n'ont pas été utilisés, à titre de contrôle, dans ces études. A l'inverse, Billard (1985) et Cremaschi (1987) sur le piedmont italien des Alpes ainsi que Billard (1987) sur le piedmont souabe, insistent sur le rôle du climat et de ses changements dans le développement et la différenciation des sols. Une divergence

d'interprétation existe néanmoins entre ces deux auteurs. Il faut rappeler que Cremaschi (1987) a caractérisé les sols à partir de la composition minéralogique et chimique des matrices et du degré d'illuviation des horizons B, sans tenir compte de l'altération des différentes catégories de galets et de minéraux primaires (§ 1.3.). Il distingue d'une part, des paléosols rouges fossiles "intermédiaires entre ferrallitiques et ferrugineux tropicaux", d'âge Olduvai à pré-Jaramillo, développés à la faveur d'un climat plus chaud que l'actuel et à précipitations vraisemblablement plus fortes et plus également distribuées. Il distingue d'autre part, une série de sols dits "ferrallitiques" formés de la fin du Pléistocène Inférieur à l'Holocène (Atlantique) mais encore en évolution, qu'il regroupe sous l'appellation de "Vétusols" (sols anciens). Il s'agirait de sols de surface "qui ont subi des processus de formation similaires, durant une période de temps généralement longue, incluant au moins une partie du Pléistocène" (Cremaschi 1987, p. 234). Le changement dans le style de la pédogenèse est expliqué par une rupture dans les conditions paléoenvironnementales, le climat "plus ou moins tropical" passant, aux environs de Jaramillo, à un climat de "type plus méditerranéen".

Il est intéressant de constater que les "paléosols fossiles" différenciés par Cremaschi (1987) et les "ferrettos" de la Stura di Lanzo analysés ci-dessus, s'apparentent beaucoup. De sorte que leur formation a été mise au compte de conditions climatiques identiques. Celles-ci se sont répétées au cours des interglaciaires enregistrés dans la série de Leffe et pendant ceux qui leur succèdent. En revanche, par aucun de leurs caractères, ni ces "ferrettos" ni ceux de la Lombardie, déjà étudiés par Billard (1985) et présentés ici, ne répondent à la définition du "Vetusol". Au contraire de cette acception, ce sont des sols polygéniques dont chacun a acquis ses caractères de sol rouge lessivé dégradé, au cours d'un cycle interglaciaire-glaciaire. Ce sont des sols reliques dont l'évolution spécifique s'est interrompue, en conditions périglaciaires peu rigoureuses, avec les processus de dégradation. Le fait est indépendant de la fossilisation et se manifeste que celle-ci soit profonde comme pour le sol tronqué sur alluvions inférieures de Robassomero (Pl. Ic), plus faible comme à Vauda Grande ou pratiquement inexistante comme à Balangero. Il s'agit, de plus, de sols à évolution kaolinique ménagée dont les caractères d'altération, relèvent du domaine de la monosiallisation, sont beaucoup plus intenses que ceux des sols ferrallitiques. Très accusés dans les grands "ferrettos" italiens tels que Balangero, ces caractères spécifiques s'estompent progressivement mais perdurent, sous une forme atténuée, dans les sols rouges intergrades tels que Robassomero. Le changement climatique dont ils témoignent est bien plus tardif que l'événement Jaramillo. Il s'opère progressivement dans le courant de l'époque Brunhes, se marquant plus particulièrement pendant les interglaciaires qui correspondent aux Stades $\delta^{18}\text{O}$ 13 à 9.

Le changement qui affecte la pédogenèse et l'altération et qui accompagne celui de l'environnement, au cours du

Quaternaire, est particulièrement net en Italie du Nord. La signification climatique qui en est dégagée peut servir à expliquer la dissemblance des séquences de paléosols rencontrées sur la périphérie des Alpes (Billard 1984, 1985). C'est ainsi que les sols rouges développés sur le piedmont français et confondus avec ceux de l'Italie sous l'appellation commune de "ferrettos", peuvent être parallélisés avec eux sur le plan stratigraphique. Mais ils doivent en être clairement distingués sur le plan du développement des profils. Dans la classification américaine (Soil Survey Staff, 1975), ils se rattachent à la catégorie des Alfisols, tandis que les "ferrettos" italiens sont des Ultisols (§ 6. 2. H). Suivant la classification française, il s'agit d'une série de sols fersiallitiques (Bornand 1978), à degré d'évolution progressivement décroissant. La coloration très vive des horizons argiliques atteint 10R5/8 dans les sols anciens qui remontent au Pléistocène Inférieur (Mandier 1984). Elle est liée à une abondante illuviation d'argile (Bresson 1993; Fédoroff sous presse) sans altération des minéraux ferro-magnésiens dans les galets de roches basiques, tandis que dans les roches alumino-silicatées l'évolution ne dépasse pas le stade de la bisiallisation. L'ensemble exprime l'influence sur les pédogénèses interglaciaires d'un climat chaud et humide mais à saison estivale sèche (Bresson 1993), lié à une influence méditerranéenne qui a affecté le sillon rhodanien et ses bordures beaucoup plus tôt que le piedmont sud-alpin.

En Souabe, sur le piedmont nord des Alpes, les "ferrettos" sont des sols lessivés rougeâtres (7,5YR5/6 à revêtements argileux 5YR5/6), moins évolués et à caractères d'altération plus modérés que du côté français. Ils se sont formés pendant les interglaciaires IGL 3 et IGL 4 correspondant aux Stades $\delta^{18}\text{O}$ 9 et 11, à la faveur d'une continentalisation du climat. Ils succèdent aux sols intergrades de IGL 5 et IGL 6 ($\delta^{18}\text{O}$ 13 et 15) et aux "sols géants" à grands horizons BC de couleur claire (10 YR 5/6) mais à altération plus marquée, développés sur l'"Altere Deckenschotter" à la fin de l'époque Brunhes et dans le courant de Matuyama (Billard 1987). Ainsi, l'équivalence stratigraphique admise par Penck et Brückner (1909) entre les "Deckenschotter" nord-alpins et le "ferretto" du piedmont sud (§ 2. 1.) se trouve, dans ses grandes lignes, confirmée. Plus généralement, il apparaît qu'à la périphérie des Alpes, se sont développées des séquences synchrones de sols différents, marqués par une altération des matériaux et par un gradient d'altération entre hautes et basses terrasses, beaucoup plus importants en Italie qu'ils ne le sont dans les autres régions. Sur chaque piedmont, les grands paléosols, accompagnés des altérations les plus fortes dans la région considérée, se placent dans le Pléistocène Inférieur. Ceci rejoint les conclusions de Fink et Kukla (1977) et Kukla (1978) pour qui les "braunlehm rubéfiés" de l'époque Matuyama, observés à Krems, représentent "les sols polygéniques les plus intensément altérés que l'on connaisse en Europe centrale".

Un changement progressif des pédogénèses, indicateur d'un passage à des climats moins chauds et moins humides

pendant l'époque Brunhes, a été constaté dans une large partie de l'Eurasie (Billard 1993). Cette situation diffère de celle du Plateau des Loess de la Chine où le sol S5, corrélé avec les Stades $\delta^{18}\text{O}$ 15 à 13 (Tabl. 18), révèle l'existence d'un optimum climatique à la partie médiane de Brunhes. Le fait est à mettre en relation avec un renforcement temporaire et une extension vers le Nord de la mousson d'été chinoise, dont l'explication doit être recherchée en Asie. Par contraste, en Europe et plus particulièrement dans le domaine alpin, aucun événement climatique singulier, correspondant à une période exceptionnellement longue et chaude, n'est venu rompre la succession régulière des interglaciaires du Pléistocène Moyen. Le "grand interglaciaire Mindel-Riss" est un mythe fondé sur l'amalgame, en une seule unité morpho-pédologique théorique, d'un ensemble complexe fait principalement de terrasses et de moraines à formes souvent très émoussées. En Italie du Nord, sur les dépôts qui les composent et les sédiments loessiques qui les recouvrent, se sont développés des sols rouges nombreux et différenciés les uns des autres dont Penck et Brückner (1909) avaient perçu la pluralité sans pouvoir la démontrer. Dans les séquences de sédiments et dans les paysages, ils inscrivent la trace des interglaciaires qui se sont succédés, au Pléistocène Inférieur et Moyen, de l'époque Matuyama à la partie médiane de Brunhes.

Remerciements. Ce travail a bénéficié de discussions fructueuses avec de nombreux collègues lors de visites sur le terrain: M. Bornand, L. M. Bresson, V. Bucha, P. Bullock, F. Carraro, J. Dejoux, E. Derbyshire, N. Fédoroff, M. G. Forno, A. Godard, J. Horacek, C. Laugénie, T. Muxart, G. Orombelli, R. Paepe, G. Pedro, G. Richmond, M. Robert, F. Seddoh, V. Šibrava, Wang Jingtai. La frappe du manuscrit est due à L. Dabbadie.

Références bibliographiques

- Allason, B. - Carraro, F. - Ghibauda, G. - Paganelli, A. - Ricci, B. (1981): Prove palinologiche dell'eta Pleistocenica inferiore di depositi "Villafranchiani" in Piemonte. - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 4, 39-47.
- Ambrosetti, P. - Carraro, F. (1980): Pliocene et Quaternaire. In: Fagnani, G. - Zuffardi, P. (eds): *Introduction à la Géologie Générale d'Italie*. - Soc. Ital. Petrografia, 77-82. Milano.
- Ambrosetti, P. - Azzaroli, A. - Bonadonna, F. P. - Follieri (1972): A scheme of Pleistocene chronology for the Tyrrhenian side of central Italy. - *Boll. Soc. geol. ital.*, 91, 169-184. Roma.
- Ambrosetti, P. - Cigala Fulgosi, F. - De Giuli, C. - Vialli, V. (1980): Mammiferi del Pleistocene Inferiore. in *I vertebrati fossili italiani*. - Catalogo della mostra, pp 217-226.
- Ambrosetti, P. - Bosi, C. - Carraro, F. - Ciaranfi, N. - Panizza, M. - Papani, G. - Vezzani, L. - Zanferrari, A. (1983): Neotectonic Map of Italy. - *Quad. Rc. sci.*, 114 (4), 1. Roma.
- Baize, D. - Girard, M. C. (1992): Référentiel pédologique, principaux sols d'Europe. - INRA Edition, 222. Paris.
- Baroni, C. - Cremaschi, M. - Fedoroff, N. (1990): The loess at the alpine fringe; the Castenodolo hill. In: Cremaschi, M. (ed): *The loess in Northern and Central Italy*. - CNR Milano, pp 61-72.
- Barrière, J. (1971): Limites d'utilisation des paléosols pour la reconstitution de paléoclimats. - *C. R. Acad. Sci. Paris, D* 272, 2 426-2 429. Paris.

- Bertran, P. - Texier, J. P. (1990): L'enregistrement des phénomènes pédosédimentaire et climatiques dans les dépôts colluviaux d'Aquitaine: l'exemple de la coupe des Tares (Dordogne). - *Quaternaire*, 1, 77-90. Paris.
- Billard, A. (1973a): Paléosols quaternaires de l'Alta Pianura de Milan, interprétation stratigraphique et paléoclimatique. - *Bull. Assoc. franç. Ét. Quat.*, 37, 267-286. Paris.
- (1973b): Le Ferretto, sol des interglaciaires villafranchiens. Enseignements tirés de l'étude des hautes et moyennes terrasses de la Stura di Lanzo (Piemont-Italie). - *Trav. Lab. Géogr. Phys.*, VII, 1, 65-81. Paris.
- (1975a): Pour une révision de la stratigraphie du Quaternaire sur le piedmont italien des Alpes. - *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quat.*, 42, 53-54. Paris.
- (1975b): Stratigraphic position of ferretto in the piedmont of the Italian Alps. In: Šibrava, V. (ed.): IGCP 73.1.24. Glaciations in the Northern Hemisphere, 2, 117-128. Prague.
- (1977): Quaternary stratigraphy of stepped glaciofluvial terraces in the Italian piedmont of the Alps; a criticism and a proposal for new criteria of classification. In: Šibrava, V. (ed.): IGCP 73.1.24. Glaciations in the Northern Hemisphere. 4, 53-66. Prague.
- (1980a): Le Quaternaire du piedmont italien des Alpes. In: Chaline, J. (ed): Problèmes de stratigraphie Quaternaire en France et dans les pays limitrophes. - *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quat.*, N. S., 1, 68-76. Paris.
- (1980b): Sols lessivés à glosses et à fragipan, genèse et régionalisation. Notes et comptes rendus du groupe de travail "Régionalisation du Périglaciaire". - *Comité National Français de Géographie*, 5, 23-45.
- (1983): Tentatives de corrélations stratigraphiques sur les piedmonts italien, français et allemand des Alpes. In: Billard, A. - Conchon, O. - Shotton, F. W. (ed.): 73/1/24, Glaciations quaternaires dans l'hémisphère nord., 9, 223-234. Paris.
- (1984): Quaternary chronologies around the Alps. In: Mahaney, W. C. (ed): "Corrélation of Quaternary chronologies", 177-189. - Geo Books Publ. Norwich.
- (1985): Quaternary paleosols as indicators of the changing landscape on the northern and southern piedmonts of the Alps. In: Boardman, J. (ed): Soils and Quaternary landscape evolution, 367-382. - John Wiley & Sons Publ.
- (1987): Analyse critique de stratotypes quaternaires. - Editions du CNRS, Paris.
- (1993): Is a Middle Pleistocene climatic optimum recorded in the loess-paleosol sequences of Eurasia? - *Quat. Internat.*, 17, 87-94.
- Billard, A. - Fédoroff, N. (1977): Interglacial-periglacial pedogenetic cycle in Northern Italy and France. - Xth INQUA Congress, Birmingham, Abstract, p. 35.
- Billard, A. - Bucha, V. - Horacek, J. - Orombelli, G. (1983): Preliminary palaeoclimatic investigations on Pleistocene sequences in Lombardy, northern Italy. - *Rev. Ital. Paleont. Stratigr.*, 88, 295-317. Milano.
- Billard, A. - Orombelli, G. (1986): Quaternary glaciations in the French and Italian piedmonts of the Alps. - *Quat. Sci. Rev.*, 5, 407-411.
- Bornand, M. (1972): Etude pédologique de la moyenne vallée du Rhône. Service Etude des sols. - INRA Montpellier. 244 p.
- (1978): Altérations des matériaux fluvioglaciers, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. - Service des Etudes scientifiques de l'Ecole Nationale Supérieure d'Agronomie de Montpellier, 329 p.
- Bortolami, G. - Maffeo, B. - Maradei, V. - Ricci, B. - Sorzana, F. (1976): Lineamenti di litologia e geoidrologia del settore piemontese della pianura padana. - *Quaderni del l'Istituto di Ricerca sulle Acque*, 28 (1), 37.
- Bourdier, F. (1961/62): Le bassin du Rhône au Quaternaire. - Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, 2 (vol. 2 publié en 1962), 363. Paris.
- Bresson, L. M. (1974): Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. Séquence évolutive sur fluvioglacière calcaire dans le Jura méridional. - Thèse / Doctorat 3^{ème} cycle, Université Paris VI, 197. Paris.
- (1976): Rubéfaction récente des sols sous climat tempéré humide. - *Sci. du Sol*, 1, 3-22. Versailles.
- (1993): Fersialsols. - INRA Thiverval-Grignon, 8^è version, 4 p.
- Carraro, F. - Petrucci, F. (1969): Carte géologique de la plaine du Piémont 1/400 000. - VIII Congrès INQUA Paris, Sect. 9, 569-571. Paris.
- Cernjakovskij, A. G. (1968): Extension et âge de l'horizon d'altération en Transcaucasie occidentale. - *Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.*, 182 (1), 171-174. (Traduit du russe par M. M. Birot). Moskva.
- Chardon, M. (1975): Les préAlpes lombardes et leurs bordures. Thèse Doctorat d'Etat Université d'Aix-Marseille 2 vol., 655 p. CPCS 1967. Classification des sols. (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols). - Doc. INRA Orléans 96p.
- Cremaschi, M. (1978): Unità litostratigrafiche e pedostratigrafiche nei terreni quaternari pedemontini; loess e paleosuoli tra il fiume Taro ed il torrente Sillaro. - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1, 4-22.
- (1983): I loess del Pleistocene superiore nell'Italia settentrionale. - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 6, 189-191.
- (1987): Paleosols and vetusols in the central Po plain (Northern Italy). - *Unicopli Milano*, 306. Milano.
- Dejou, J. - Guyot, J. - Robert, M. (1977): Evolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées. - INRA Paris, 464. Paris.
- Derbyshire, E. - Billard, A. - Van Vliet-Landø, B. - Lautridou, J.-P. - Cremaschi, M. (1988): Loess and paleoenvironment: results of a European joint programme of research. - *J. Quat. Sci.*, 3, 147-169.
- Eberl, B. (1928): Zur Gliederung und Zeitrechnung des Alpenen Glazials. - *Z. Dtsch. geol. Gesell.*, 80, 107-117. Hannover.
- (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland Augsburg, 427. - Benno Filzer.
- Fédoroff, N. (1968): Genèse et morphologie de sols à horizons B textural en France Atlantique. - *Sci. du Sol*, 1, 29-63. Versailles.
- (1973): Interaction de l'hydromorphie et du lessivage. Exemple d'une séquence de sols lessivés à hydromorphie croissante sur limon quaternaire du S-E du bassin de Paris. - *Comptes rendus Commission V-VI Association Internationale de la Science du Sol*, Verlag Chemie, 295-305.
- (sous presse): Clay illuviation in red Mediterranean soils.
- Fédoroff, N. - De Kimpe, C. R. - Pagé, F. - Bourbeau, G. (1981): Essai d'interprétation des transferts sous forme figurée dans les podzols du Québec méridional à partir de l'étude micromorphologique des profils. - *Geoderma*, 26, 25-45. Amsterdam.
- Fédoroff, N. - Goldberg, P. (1982): Comparative micromorphology of two Late Pleistocene paleosols (in the Paris Basin). - *Catena*, 9, 227-251. Giessen.
- Fédoroff, N. - Courty, M. A. (1994): Organisation du sol aux échelles microscopiques. - *Masson Paris Chap. 8*, 27. Paris.
- Fedorova, N. N. - Yarilova, E. A. (1972): Morphology and genesis of prolonged seasonally frozen soils of western Siberia. - *Geoderma*, 7, 1-13. Amsterdam.
- Ferrari, G. A. - Magaldi, D. (1968): Il paleosuolo di Collecchio (Parma) ed il loro significato. - *Ateneo parmense, Sez. II*, 4, 56-114. Parma.
- Forno, M. G. (1982): Studio geologico dell'Altopiano di Poirino (Torino). - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 5, 129-162.
- Fränze, O. (1965): Die pleistozäne Klima- und Landschaftsentwicklung der nördlichen Po-Ebene im Lichte bodengeographischer Untersuchungen. - *Abh. math.-naturwiss. Kl., Akad. Wiss. Lit. Mainz*, 8, 144 p. Mainz.
- (1969): Les loess rissiens et wurmiens de l'Italie du Nord. - *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quat. Suppl.*, 93-97. Paris.
- Gabert, P. (1962): Les plaines occidentales du Pô et leurs piedmonts. Étude géomorphologique. - Impr. Louis Jean, Gap, 531.

- Geneste, J. M. - Texier, J. P. - Rigaud, J. P. (1989): Les plus anciens vestiges de la présence humaine en Aquitaine. 114ème Congrès national des Sociétés savantes. Les premiers peuplements humains de l'Europe, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques Paris, pp 11-26.
- Graul, H. (1962): Eine Revision der pleistozäner Stratigraphie des schwäbischen Alpenvorlandes (mit einem bodenkundlichen Beitrag von K. Brunnacker). - *Petermanns geogr. Mitt. (Eberl. Festschrift)*, 106, 253-271. Gotha.
- Icole, M. (1973): Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piedmont occidental nord-pyrénéen. - Thèse. Doctorat d'Etat Université Paris VI, 328 p. Lago di Garda. *Studi Trentini di Scienze Naturali*, 45, 87-162.
- Imbrie, J. - Palmer-Imbrie, K. (1979): *Ice ages, solving the mystery.* - The Mc Millan Press. Ltd., 224 p. London.
- Jackson, M. L. (1963): Aluminium bonding in soil; an unifying principle in soil science. - *Soil Sci. Amer. Proc.*, 27, 1-10. Baltimore.
- Jamagne, M. (1973): Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France. Dissertation Doctorat. - Facult des Sciences Agronomiques Gembloux Belgique, 445p.
- Johnson, R. G. (1982): Brunhes Matuyama magnetic reversal dated at 790 000 yr BP by marine astronomical correlations. - *Quat. Res.*, 17, 135-147. Tokyo.
- Kukla, G. J. (1975): Loess Stratigraphy of central Europe. In *After the Australopithecines*. 99-188. - Mouton The Hague.
- (1977): Pleistocene land-sea correlations. I Europe. - *Earth Sci. Rev-s*, 13, 307-374. Amsterdam.
- (1978): The classical european glacial stages correlation with deep sea sediments. - *Trans. Nebraska Acad. Sci.*, 6, 57-93.
- (1987): Loess Stratigraphy in central China. - *Quat. Sci. Rev-s*, 6, 191-219.
- Kukla, G. J. - Ložek, V. (1961): Loesses and related deposits. - 7th International congress INQUA Warszawa Instytut Geologiczny Prace, 24, 11-28. Warszawa.
- Lautridou, J. P. (1985): Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. - Thèse. Doctorat d'Etat Université de Caen, 907 p. Caen.
- Lautridou, J. P. - Sommé, J. - Heim, J. - Puissegur, J. J. - Rousseau, D. D. (1985): La stratigraphie des loess et formations fluviatiles d'Achenheim (Alsace): Nouvelles données bioclimatiques et corrélations avec les séquences pléistocènes de la France du Nord-Ouest. - *Bull. Assoc. franç. Ét. Quat.*, 22-23, 125-132. Paris.
- Léger, M. (1988): Géomorphologie de la vallée subalpine du Danube entre Sigmaringen et Passau. - Thèse. Doctorat d'Etat Université Paris VII, 620. Paris.
- Li, Jijun - Zheng, Benxing - Yang, Xinjing - Xie, Yingqing - Zhang, Linyuan - Ma, Zhenghai - Xu, Shuying (1986): *Glaciers of Xizang (Tibet). Series Scientific Expeditions to the Qinghai-Xizang Plateau.* - Science Press, 194-297. Beijing
- Liu, Tungsheng - An, Zhisheng - Yuan, Baoyin - Han, Jiamao (1985): The loess-paleosol sequence in China and climatic history. - *Episodes*, 8, 21-28. Ottawa.
- Liu, Tungsheng (1985): *Loess and the environment.* - China Ocean Press. Beijing.
- Lona, F. (1950): Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo). - *Atti Soc. ital. Sci. natur.*, 89, 123-178. Milano
- (1971): Correlazioni tra alcune sequenze micropaleobotaniche plio-pleistoceniche continentali e marine dell'Italia centro settentrionale ed Europe centro-occidentale con riferimento al limite tiberiano. - *Ateneo parmense, Sez. II*, 7, (2), 145-157. Parma.
- Lona, F. - Bertoldi, R. (1973): La storia del Plio-Pleistocene italiano in alcune sequenze vegetazionali lacustri e marine. *Atti Accademia nazionale Lincei, Memorie*, Roma, 11 (8), 45 p.
- Lona, F. - Follieri, M. (1957): Successione pollinica della serie superiore (Günz-Mindel) di Leffe (Bergamo). *Veröffentlichungen des Geobotanischen Institutes der Eidgenössische Technische Hochschule Stiftung Ruelbel in Zürich*, 34, 86-95.
- Lumley, H. de (1976): Cadre chronologique absolu, paléomagnétisme, chronologie paléontologique et botanique, esquisse paléoclimatologique, séquences culturelles. - *Préhist. franc.*, CNRS T. I, 5-23.
- Mancini, F. (1969): Notizie sui paleosuolo e sui loess dell'anfiteatro occidentale e frontale del Garda. - *Atti Soc. ital. Sci. natur.*, 109, 185-219. Milano.
- Mandier, P. (1984): Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. - Thèse. Doctorat d'Etat Université Lyon, II, 3, 871. Lyon.
- Mankinen, E. A. - Dalrymple, G. B. (1979): Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0.5 m. y. BP. - *J. geophys. Res.*, 84, 615-626. Washington.
- Mattirolo, E. - Novarese, V. - Franchi, S. - Stella, A. - Sacco, F. (1925): *Carta geologica d'Italia.* - Torino.
- Mortillet, M. G. de (1864): L'époque Quaternaire dans la Vallée du Pô. - *Bull. Soc. géol. France*, 2^{ème} Série, 22, 138-151. Paris.
- Nangeroni, G. (1954): Il terreni pleistocenici dell'anfiteatro morenico del Verbano e del territorio varesino. - *Atti Soc. ital. Sci. natur.*, 93, 7-106. Milano
- Nilsson, T. (1983): The Pleistocene. Geology and life in the Quaternary ice age. - D. Reidel Dordrecht Holland, 651 p.
- Orliac, J. (1961): *Methodes d'analyses chimiques des roches.* - Laboratoire de Géologie et Minéralogie Faculté des Sciences Clermont Ferrand, Ser. Doc., 19, 17p.
- Orombelli, G. (1970): I depositi loessici di Copreno (Milano). *Boll. Soc. geol. ital.*, 89, 529-546. Roma.
- Orombelli, G. (1979): Il ceppo dell'Adda: revisione stratigraphica. - *Riv. ital. Paleont. Stratigr.*, 85, 573-652. Milano.
- Penck, A. (1883/1885): La période glaciaire dans les Pyrénées (traduction L. Bremer). - *Bull. Soc. Hist. Natur.*, 1885, 19, 107-200. Toulouse. (Extraits - *Mitt. Ver. Erdkde Leipzig*, 1883).
- Penck, A. - Brückner, E. (1907): *Les Alpes françaises à l'époque glaciaire - Alpes de l'Ouest*, Traduction L. Schaudel. - *Ann. Univ.*, 19, 686-769. Grenoble.
- (1909): *Les Alpes françaises à l'époque glaciaire - Alpes du Sud*, Traduction P. Arbos. - *Ann. Univ.*, 21, 117-167. Grenoble.
- (1909): *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig, Tauchnitz, 1199 p.
- Petrucchi, F. (1970): Rilevamento geomorfologico dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino) (Quaternario continentale Padano-Nota 3). - *Mem. Soc. ital. Sci. natur. Mus. civ. Stor. natur.*, 18, 95-124. Milano.
- Ravazzi, C. (1993): Variazioni ambientali e climatiche al margine meridionale delle Alpi nel Pleistocene Inferiore: stratigrafia e analisi pollinica della serie di Leffe. - *Tesi Dottorato Università Milano*, 261 p. Milano.
- Riva, A. (1957): Gli anfiteatri morenici e le pianure diluviatili tra Adda ed Olona. - *Atti Ist. geol. Univ. Pavia*, 7, 93. Pavia.
- Robert, M. - Teissier, D. (1974): Méthode de préparation des argiles des sols pour des études minéralogiques. - *Annal. Agronom.*, 25, 859-882.
- Rousseau, D. D. - Puissegur, J. J. (1990): A 350,000-year climatic record from the loess sequence of Achenheim, Alsace, France. - *Boreas*, 19, 203-216. Oslo.
- Ruellan, A. (1971): L'histoire des sols : quelques problèmes de définition et d'interprétation. - *Cah. Pédol.*, 9, 335-343. Paris.
- Sacco, F. (1888): Il cono di deiezione della Stura di Lanzo. - *Boll. Soc. geol. ital.*, 7, 135-160. Roma.
- Sanesi, G. (1965): Geologia e morfologia dell'antico bassino lacustre del Mugello, Firenze. - *Boll. Soc. geol. ital.*, 84, 169-252. Roma.
- Schaefer, I. (1953): Sur la division du Quaternaire dans l'avant pays des Alpes en Allemagne. - *Actes 4ème Congrès International du Quaternaire Rome-Pise*, 2, 910-914.
- Seddoh, F. (1973): Altération des roches cristallines du Morvan. - Thèse. Doctorat d'Etat Université de Dijon, 377. Dijon.
- Seddoh, F. - Pedro, G. - Robert, M. - Dejou, J. (1969): Sur l'évolution des biotites en intergrades à 14 Å dans les arènes granitiques de Tazilly (Massif de Luzy, Morvan Méridional). - *C. R. Acad. Sci.*, 268, 1901-1904. Paris.

- Sibrava, V. - Billard, A. (1986): Correlation chart of european glaciations. - *Quat. Sci. Rev.*, 5, 1 tableau hors texte.
- Smeck, N. E. - Ciolkosz, E. J. (1989): Fragipans: their occurrence, classification, and genesis. - Soil Sciences Society of America, Inc. Madison Wisconsin, USA, Spec. Publ. 24, 153 p. Soil Survey Staff 1975. Soil taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agricultural handbook, 336. Soil Conservation Service, USDA, Washington, 499 p.
- Stella, A. (1895): Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia. - *Boll. R. Com. geol. Ital.*, 26, 108-136. Roma.
- Tardy, Y. (1969): Géochimie des altérations; études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. - *Memoire. Service de la Carte Géologique d'Alsace Lorraine*, 31, 199 p.
- Tricart, J. (1988): Paléotopographie, altération et stratigraphie quaternaires (analyse d'ouvrage). - *Rev. Géogr. dynam.*, 37, 25-27. Paris.
- Ugoni, F. - Orombelli, G. (1968): Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia. - *Istituto Lombardo (Rendiconti Sc.)*, A 102, 767-799.
- Valenti, A. - Sanesi, G. (1966): Etude micromorphologique de paléosols du bassin du Mugello (Florence Italie). - *Pédologie*, 16, 23-41.
- Van Vliet-Lanoe, B. (1986): Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125000 à 75000 BP). Variation de faciès et signification paléoclimatique du sud de la Pologne à l'est de la Bretagne. - *Bull. Assoc. Franç. Ét. Quat.*, 1-2, 139-150. Paris.
- Van Vliet-Lanoe, B. (1987): Le rôle de la glace de ségrégation dans les formations superficielles de l'Europe de l'Ouest. Processus et héritages. - Thèse. Doctorat d'Etat Université Paris, 1, 796 p. Paris.
- Van Vliet-Lanoe, B. - Fragnard, J. P. - Langhor, R. - Munaut, A. (1992): Importance de la succession des phases écologiques anciennes et actuelles dans la différenciation des sols lessivés de la couverture loessique d'Europe occidentale: argumentation stratigraphique et archéologique. - *Sci. du Sol*, 30, 75-93. Versailles.
- Venzo, S. (1953): Stadi della glaziazione del "Donau" sotto al Günz nella serie lacustre di Leffe (Bergamo-Lombardia). - *Geologica bavar.*, 19, 74-93. München.
- (1957): Rilevamento geologico dell'amfiteatro morenico frontale del Garda. I tratto occidentale Gardone-Decenzano. - *Mem. Soc. ital. Sci. natur. Mus. civ. Stor. natur.*, 2, 73-140. Milano.
- (1965): Rilevamento geologica dell'anfiteatro morenico frontale del Garda dal Chiese all'Adige. - *Mem. Soc. ital. Sci. natur. Mus. civ. Stor. natur.*, 14, 82. Milano.

The myth of the "Mindel-Riss Great Interglacial" from a study of the soils to the North of Torino (Italy)

(Summary)

The large alluvial fan, made up of a series of terraces of Pleistocene age, laid down by the Stura di Lanzo (a left bank tributary of the Po) is well suited to a study of the red interglacial soils formed both on the gravels and the overlying loessic sediments. This region, together with a comparative study of the area to the North of Milan, provides a means of testing the concept of the "Mindel-Riss Great Interglacial". The expression of this theoretical Middle Pleistocene climatic optimum would be a major incision of the rivers into the piedmont surfaces and the development of a thick red soil (called "ferretto"). The Italian red soils, with their bright colours and advanced weathering characteristics, have been attributed to this interglacial and are still often used as a stratigraphic marker. The scheme presented here classifies the terrace gravels, their palaeosols and the loessic sediments which overlie them as a glacial and interglacial series dating from the Last Glacial (GL1) and the Last Interglacial (IGL1) down to a Glacial older than GL9. The oldest units belong to the Lower Pleistocene. The palaeosols have been studied by means of mineralogical, micromorphological and chemical analyses. In the case of the gravels, special attention has been paid to pebbles which consist of alumino-silicate and basic or ultrabasic iron-rich rocks. There is a strong pedogenetic gradient between the thick red "lessivé" soils of the very high terraces with weathering in the monosiallisation range, the red "lessivé" soils of the high terraces with intergrade characteristics, and the brown "lessivé" soils of the middle and low terraces with weathering in the bisiallisation range. These data record a change in the interglacial climates during the Brunhes chron, which is clearly expressed during $\delta^{18}\text{O}$ Stages 13 to 9. In Northern Italy, there is a progressive change from a warm and wet subtropical type of climate with summer precipitation maximum, in the upper part of Matuyama, to temperate and drier conditions including a moderate Mediterranean influence, in the upper part of Brunhes. The formation of the red "lessivé" soils took place during warm and wet interglacial periods alternating with the cryogenic pedogenesis typical of the glacial periods. There is no evidence of a major stage of river incision at this time. The plurality of the "ferrettos" soils is clearly shown. The myth of the "Mindel-Riss Great Interglacial" in the Alps is a product of the amalgamation, into a single pedological unit, of several red soils which developed, in Northern Italy, during successive interglacial stages from the Matuyama to the mid-Brunhes chron.

Výsledky studia fosilních půd severně od Turína (Itálie) a mýtus „velkého mindel-risského interglaciálu“

(Résumé francouzského textu)

Velký aluviální kužel, budovaný sérií pleistocenních teras řeky Sturo di Lanzo (levý přítok Pádu), byl vhodným objektem pro studium červených interglaciálních půd, vyvinutých jak přímo na štěrcích, tak i na sprašovitých sedimentech, které je překrývají. Tato oblast, spolu se srovnávací studií území s. od Milána, poskytla možnost ověření koncepce „velkého mindel-risského interglaciálu“. Projevem tohoto teoretického středopleistocenního klimatického optima měl být výrazný jednorázový erozní zářez toků do piedmontních plošin a vývoj mocných červených půd typu fereto. Zmíněnému velkému interglaciálu byly přisuzovány i italské červené půdy, vyznačující se nápadnými barvami a pokročilým stupněm zvětrávání, které jsou i dnes často považovány za vůdčí stratigrafický horizont.

V této práci jsou terasové štěrky a k nim náležející fosilní půdy (včetně nadložních sprašovitých hlín) nově interpretovány jako série glaciálních uloženin a produktů interglaciálního zvětrávání, které stratigraficky spadají do dlouhého časového úseku od posledního glaciálu (Gl 1) či interglaciálu (IGl 1) až do spodního pleistocénu. Dokazují to nejstarší uloženiny, které jsou starší než Gl 9. Při studiu štěrků byla zvláštní pozornost věnována valounům tvořeným aluminosilikátovými a bazickými, příp. ultrabazickými, hominami bohatými na železo.

Pro studium půd bylo použito mineralogických, mikromorfologických a chemických metod. Studium sedimentů a půd byla v tomto území prokázána existence dvou výrazných pedogenetických gradientů. První se vkládá mezi nejstarší mocné červené lessivované půdy s charakteristickým zvětráváním monosialitického typu (které jsou vyvinuty na nejvyšších terasách) a slaběji vyvinuté mladší červené půdy vysokých teras s typickým zvětráváním přechodného typu. Druhý gradient leží mezi skupinou výše zmíněných slaběji zvětralých mladších půd a skupinou hnědých půd se zvětráváním bisialitického typu na středních a nízkých terasách. Tato zjištění dokládají změnu klimatu v průběhu paleomagnetické epochy Brunhes, což se jednoznačně projevuje v izotopických $\delta^{18}\text{O}$ stupních 13 až 9.

V severní Itálii se projevuje postupný přechod od teplého a vlhkého subtropického klimatu s maximem srážek v létě (ve svrchní části paleomagnetické epochy Matuyama) k mírnějším a sušším podnebným poměrům ve svrchní části epochy Brunhes, kde se projevuje i mírnější vliv mediteranu. Tvorba lessivovaných červených půd probíhala v teplých a vlhkých interglaciálech, které se střídaly s kryogenní pedogenezí, typickou pro studené glaciální periody. Z tohoto období neexistují žádné doklady o zmiňovaném výrazném jednorázovém zaříznutí vodních toků. Naproti tomu je jednoznačně prokázáno větší množství samostatných pedogenetických fází, a tím i existence většího množství klimatických cyklů a půd typu fereto.

Mýtus o existenci „velkého mindel-risského interglaciálu“ vznikl chybnou interpretací mocného horizontu červené půdy, známého z řady míst. Ten ve skutečnosti vznikl splynutím několika samostatných červených půd stejného typu v jednu pedogenetickou jednotku. Jednotlivé půdy však jsou produktem několika jednotlivých po sobě následujících interglaciálů z dlouhého časového úseku od paleomagnetické epochy Matuyama do poloviny epochy Brunhes.