

ALTÉRITES EN PLACE ET SOLS ASSOCIÉS SUR GNEISS, MICASCHISTES ET LEPTYNITES DANS LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF DES MAURES (VAR, FRANCE)

Claude MARTIN ⁽¹⁾

(1) : UMR 6012 "ESPACE" du CNRS, Département de Géographie, Université de Nice-Sophia-Antipolis, 98 Boulevard Édouard Herriot, BP 3 209, 06204 NICE cedex 03. Courriel : martincl@infonie.fr .

RÉSUMÉ : Sur les versants du massif des Maures, les sols à profil peu différencié, apparentés aux rankers, présentent une extension quasi générale. Toutefois on observe localement des paléosols rougeâtres, tronqués et discontinus, sols fersiallitiques acides ou ferrugineux désaturés, dont la formation remonte vraisemblablement au Quaternaire moyen. Le remaniement des paléosols rougeâtres sous l'effet d'une solifluxion généralisée a mis en place des formations rubéfiées déplacées, très caillouteuses, à texture fine. Enfin, des arènes non rubéfiées, à texture sableuse, apparaissent dans certains secteurs, sous forme de poches. Les arènes non rubéfiées et les rankers appartiennent, selon toute vraisemblance, à la même génération de formations superficielles. Mais les arènes proviennent de roches très affectées par la phase d'altération monosiallitique responsable des sols rougeâtres, alors que les rankers sont issus, pour l'essentiel, de roches relativement saines décappées à la fin du Würm. Les matériaux parentaux des arènes et des rankers ont subi une évolution géochimique de type bisiallitique.

MOTS-CLÉS : sols, type géochimique de l'altération, roches métamorphiques, massif des Maures.

ABSTRACT : On the slopes of the massif des Maures, soils with slightly differentiated profile present a nearly general extension. However, are locally observed reddish, truncated and discontinuous paleosols, fersiallitic acid or ferruginous desaturated soils, of which the formation dates back, very likely, to the middle Quaternary. The reworking of the reddish paleosols, under the influence of a generalized solifluxion, set up the displaced rubified formations, very stony, of a fine texture. Lastly, regoliths not gone under rubefaction, of a sandy texture, appear in some sectors, like pockets. The unrubified regoliths and the rankers are included, to any probability, in the same generation of superficial formations. But the regoliths come from rocks which were very affected by the monosiallitic weathering phase, cause of the reddish soils, whilst the rankers come, for the main, from relatively fresh rocks scoured in the end of the Würm. The parent materials of the unrubified regoliths and rankers have been subject to a geochemical evolution of a bisiallitic type.

KEY WORDS : soils, geochemical type of weathering, metamorphic rocks, massif des Maures.

I - INTRODUCTION

Quatre types de sols et de formations superficielles de versant se rencontrent sur les roches métamorphiques de la partie occidentale du massif des Maures :

- des sols rougeâtres en place,
- des formations rubéfiées déplacées,
- des arènes non rubéfiées,
- et des sols à profil peu différencié.

La carte pédologique Toulon au 1/100000, dressée par J. PORTIER (1974), rend compte de l'extension des deux types les plus fréquents : les sols à profil peu différencié, dont l'importance apparaît essentielle, et les formations rubéfiées

déplacées. Le présent article se préoccupe, en fait, de formations peu représentées. Mais à travers l'étude chimico-minéralogique des arènes, il a pour objectif de préciser les caractères des phases d'altération et de mettre en évidence les liens génétiques éventuels. Ce travail est en outre complémentaire des observations chimico-minéralogiques réalisées par Y. CHEVALIER (1984) sur les matériaux d'altération des granites et des diorites de la partie orientale du massif des Maures et du massif du Tanneron.

II - LE TERRAIN D'ÉTUDE

La partie occidentale du massif des Maures est constituée par des formations cristallo-

phylliennes disposées en bandes parallèles de direction générale N.NE-S.SO. Le plus souvent, ces formations sont inclinées vers l'O-NO. La valeur du pendage, qui dépasse fréquemment 70° au cœur du massif, diminue régulièrement vers l'ouest pour tomber en dessous de 30° à son extrémité occidentale. Les plans de stratification, de foliation et de schistosité sont grossièrement parallèles les uns aux autres.

D'ouest en est, affleurent successivement des phyllades (schistes et quartzites), des mica-schistes supérieurs associés à des amphibolites et à des leptynites, des gneiss en position anticlinale (gneiss de Bormes) qui ont subi une migmatitisation, et des micaschistes inférieurs qui sont associés à des amphibolites et à des leptynites au sein d'un groupe ayant subi une migmatitisation plus ou moins poussée. Cette série métamorphique a fait l'objet de nombreuses études pétrographiques : S. GUEIRARD (1957), H. MALUSKI (1968), P. BORDET (1969), M. SEYLER (1975, 1986), C. CARUBA (1983), G. CRÉVOLA (1985), *etc.*

Le relief apparaît constitué par tout un fouillis de vallées et de crêtes sinueuses. Cependant, si l'on s'en tient aux lignes principales du relief, on distingue, à la suite de L. LUTAUD (1924), trois "chaînes" parallèles, de direction E.NE-O.SO, séparées par des vallées adaptées à des accidents tectoniques. Les principaux sommets, Notre-Dame des Anges et La Sauvette, qui culminent à 780 m d'altitude (Fig. 1), se trouvent en terrain de phyllades. Mais ce sont les gneiss de Bormes qui ont le mieux conservé les restes des aplanissements tertiaires : d'une part, ceux d'une surface d'aplanissement élaborée de l'Aquitainien à l'Helvétien (C. CORNET, 1965 ; C. MARTIN, 1986), dont les lambeaux subsistent entre 600 et 670 m d'altitude dans les "chaînes" centrale et septentrionale (plateau du Treps et crête allant du Treps au village de La Garde-Freinet ; plateau du Laquina et crête de La Verne) et, d'autre part, ceux de deux niveaux d'érosion fini-miocènes réalisés à la suite de la phase tectonique pontique (plateau des Pouches ; Val Lambert, niveaux de Capelude et de Maravielle, Plan de Suvière – C. MARTIN, 1986) et qui sont antérieurs à l'épanchement des basaltes de Maravielle, lesquels ont fourni un âge radiométrique de -5 Ma (J.C. BAUBRON, 1984). La fin du Tertiaire et le Quaternaire ont été marqués par une très forte incision du réseau hydrographique, aussi bien dans les phyllades et les micaschistes supérieurs à l'ouest des gneiss de Bormes que dans les micaschistes orientaux. Du fait de leur

résistance au creusement et de leur position au cœur du massif, les affleurements de gneiss de Bormes ont constitué une ligne de partage des eaux, ce qui leur a permis de conserver d'autant plus facilement les formes héritées du Tertiaire.

Le terrain d'étude connaît actuellement un climat de type méditerranéen humide. Les reliefs formés par les gneiss de Bormes dressent une barrière face aux vents humides venant d'est à sud-est. De ce fait, les précipitations annuelles moyennes dépassent 1100 mm au cœur du massif. Elles diminuent vers l'ouest pour tomber à 800 mm environ à son extrémité occidentale. Les températures moyennes sont comprises entre 11 et 14 °C selon l'altitude.

Les associations végétales de la série du chêne liège sont largement dominantes. Mais la dégradation de la suberaie sous l'effet des incendies aboutit à la raréfaction des arbres et au développement du maquis haut (à bruyère arborescente et arbousier) ou du maquis bas (à bruyère à balai, callune et genêt épineux). La cistaie complantée de chênes lièges et de pins représente le stade ultime de cette évolution. Le pin mésogéen (pin maritime), dont l'extension avait été favorisée par les activités humaines, a subi un recul considérable à la suite de l'attaque parasitaire dont il souffre depuis 1956. Le pin d'Alep colonise les versants les plus secs, près de la bordure occidentale du massif. Les châtaigneraies sont, au contraire, essentiellement développées dans la partie centrale, et tout particulièrement sur les affleurements d'amphibolites.

III - MÉTHODES ET TECHNIQUES

Tous les profils analysés se trouvent dans des secteurs où les remontées de particules fines par les lombrics (lesquels peuvent être localement très actifs) apparaissent négligeables.

Le traitement des échantillons de roches, d'arènes et de sols a été confié à plusieurs laboratoires : le Centre de Géomorphologie du CNRS à Caen, l'URA 141 à Meudon, le Laboratoire d'Analyses des Sols de l'INRA à Arras, le CRPG à Nancy, le Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface à Strasbourg, le Laboratoire de Géologie de l'ENS Ulm à Paris et celui de l'ENS à Montrouge. Des analyses comparatives ont été effectuées, en particulier pour les analyses chimiques totales (par voie

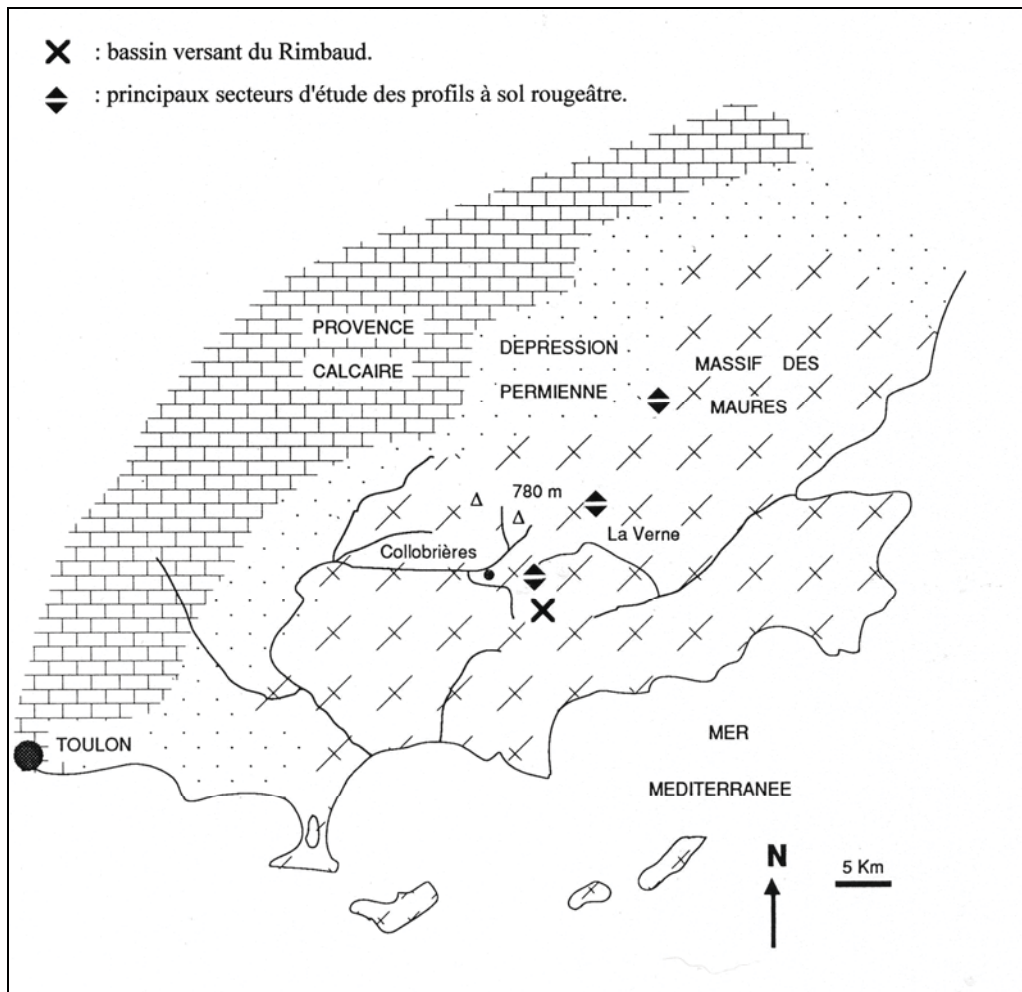


Figure 1 - Localisation du terrain d'étude.

humide ou par fluorescence X) ainsi que pour les analyses granulométriques (tamisage) et micro-granulométriques (densimétrie), afin d'homogénéiser les résultats (C. MARTIN, 1986).

Les minéraux argileux ont été déterminés par diffractométrie X, après application de différents traitements : saturation par Mg^{2+} , chauffage à 400-550 °C, glycolage, saturation à l'hydrazine, traitement par HCl, saturation par K^+ suivie de traitements thermiques progressifs, traitement par le citrate de sodium suivi d'une saturation par K^+ et d'un chauffage à 550 °C), généralement sur la fraction $< 2 \mu m$, mais aussi, plus rarement, sur la fraction $< 20 \mu m$. Des analyses thermiques différentielles ont également été pratiquées.

En complément des dosages du fer et de l'aluminium "libres" (méthodes DEB, TAMM et au réactif combiné de Ph. DUCHAUFOR et B. SOUCHIER, 1966), plusieurs méthodes ont été testées pour suivre la cinétique de la dissolution du fer, de l'aluminium et de la silice lors d'une attaque alcaline (P. SÉGALEN, 1968) ou

d'une succession d'attaques acides et basiques (B. SOUCHIER et F. LELONG, 1970).

Par ailleurs, afin de suivre par raisonnement isoquartz l'évolution de la composition chimique des matériaux en voie d'altération, les teneurs pondérales en quartz ont été déterminées à partir de la composition chimique totale (C. MARTIN, 1986, 1993).

IV - LES SOLS ROUGEÂTRES EN PLACE

Ces sols à altérites rubéfiées apparaissent toujours à l'état de lambeaux recouverts par des formations remaniées caillouteuses (Photos 1 et 2). Il s'agit de paléosols dont les horizons diagnostic supérieurs ont été partout érodés. Les horizons B sont eux-mêmes discontinus. Il ne reste, le plus souvent, que les racines des altérites, où les roches altérées de teintes vives gardent les traces de leur structure originelle.

Les sols rougeâtres subsistent en général sous forme de poches conservées entre deux bancs de roches peu altérées. Mais ils prennent parfois une plus grande extension à la faveur de conditions topographiques favorables à leur conservation, en particulier sur les niveaux d'érosion fini-miocènes. On les rencontre donc

essentiellement au cœur du massif (Fig. 1), sur gneiss, micaschistes et leptynites.

1) Caractères des sols rougeâtres

Les caractères morphologiques des profils à sol rougeâtre sont indiqués dans le tableau I.

Tableau I - Caractères morphologiques des profils à sol rougeâtre.

- A ₁₁	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 0 à 4 cm. • Horizon brun gris foncé, riche en matière organique. • Texture sableuse. Structure particulière à grumeleuse. Nombreux cailloux. • Chevelu radicaire important.
- A ₁₂	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 20 à 40 cm. • Horizon humifère, brun à brun jaune. • Texture sableuse (S à Sl sur le triangle INRA). • Structure particulière à submotteuse. Nombreux cailloux (débris de quartz et de roches métamorphiques). • Racines et radicelles abondantes. • Transition brutale avec l'horizon sous-jacent. À cet égard, signalons que l'horizon A₁₂ passe parfois à une formation rubéfiée déplacée, qui recouvre elle-même les restes du sol rougeâtre.
- II-Bt ₁	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 0 à 100 cm. • Couleur : rouge jaune, jaune rouge ou brun rouge. • Texture fine (As ou IA). • Structure polyédrique à tendance massive. Argillanes visibles à l'œil nu. • Très peu d'éléments supérieurs à 2 mm. • Enracinement très faible. • Transition progressive avec l'horizon sous-jacent.
- II-Bt ₂	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 50 à 100 cm. • Couleur : jaune, jaune rouge ou brun rouge. • Texture fine (As ou IA). • Structure polyédrique à tendance massive. Architecture originelle des roches conservée. Argillanes visibles à l'œil nu. • Enracinement extrêmement faible. • Transition progressive avec l'horizon sous-jacent.
- II-(B)	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur variable, parfois supérieure à 200 cm. • Couleur : jaune. • Roches très altérées, pulvérulentes, à structure conservée. Les fissures sont envahies par des dépôts argileux rougeâtres. • Transition progressive avec l'horizon sous-jacent.
- C	<ul style="list-style-type: none"> • Roches altérées cohérentes, rarement visibles à la base des coupes.

On se trouve en présence de sols poly-cycliques dont la partie profonde correspond à un paléosol tronqué et faiblement enterré sous un *colluvium* grossier. Sauf phénomènes de lessivage (C. MARTIN, 1993), la pédogenèse actuelle intéresse uniquement la couche superficielle. Il s'agit donc essentiellement de sols composés. Les analyses effectuées sur des horizons argilliques,

Bt₁ ou Bt₂, sont présentées dans les tableaux II à V.

2) Interprétation

Les horizons argilliques Bt sont caractérisés par une teneur en argile supérieure à 18 %, par la présence d'argillanes visibles à l'œil nu et par un



Photo 1 - Profil à sol rougeâtre sur le replat à l'est du plateau du Trepas.



Photo 2 - Profil à sol rougeâtre au bas du col de Vignon, au pied de la retombée septentrionale des Maures, à 140 m d'altitude seulement.



Photo 3 - Ranker sur poche d'arène non rubéfiée, dans le bassin versant du Rimbaud.

Tableau II - Analyse mécanique de l'horizon argillique, Bt₁ ou Bt₂₁, de huit profils à sol rougeâtre.

	Ref.	Tf	Analyse de la terre fine				
			A	L	Sf	Sm	Sg
Moy.	3,0	97,0	25,8	25,3	26,8	13,5	8,6
Min.	0,1	83,0	18,0	12,8	15,5	7,9	1,7
Max.	17,0	99,9	30,5	34,8	48,0	17,6	18,6

Les résultats sont exprimés en % du poids de la terre séchée à l'air.
Moy. : moyenne des huit valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. Ref. : refus à 2 mm. Tf : terre fine (< 2 mm). A : argile (< 2µm). L : limons (2 à 50 µm). Sf : sables fins (0,05 à 0,2 mm). Sm : sables moyens (0,2 à 0,5 mm). Sg : sables grossiers (0,5 à 2 mm).

Tableau III - Analyses chimiques de l'horizon argillique, Bt₁ ou Bt₂, de huit profils à sol rougeâtre.

-1-	pH-eau	C %	N %	C/N	MO %	FI/Ft
Moy.	5,3	0,22	0,02	10,48	0,37	0,53
Min.	5,1	0,18	0,02	6,67	0,31	0,40
Max.	5,8	0,29	0,03	14,55	0,50	0,72

-2-	Complexe absorbant, en méq/100g de sol							
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	T	S/T	Ca/Mg
Moy.	1,75	1,79	0,26	0,19	4,00	13,6	0,30	0,98
Min.							0,25	0,37
Max.							0,41	2,07

Les analyses portent sur les échantillons tout-venant séchés à l'air.
C : carbone organique (méthode ANNE). N : azote total (méthode KJELDAHL). MO : matière organique (C × 1,72). FI/Ft : fer libre (méthode DEB) / fer total. S : somme des cations basiques échangeables. T : capacité d'échange cationique (méthode METSON).

Tableau IV - Comparaison entre les compositions chimiques des horizons argilliques, Bt₁ ou Bt₂, et des roches altérées pour trois profils à sols rougeâtres.

	Horizons Bt Moy.	Roches altérées Moy.
SiO ₂	58,07	65,08
Al ₂ O ₃	21,21	17,91
Fe ₂ O ₃ total	7,38	4,89
CaO	0,27	0,36
MgO	1,31	1,32
K ₂ O	2,85	4,27
Na ₂ O	0,69	1,82
TiO ₂	1,05	0,71
MnO	0,11	0,18
P ₂ O ₅	0,05	0,05
PF	7,01	3,41
Quartz	27,77	30,57

Les teneurs pondérales sont exprimées en % de la somme des éléments dosés, exception faite de l'eau d'imbibition, de la matière organique et des cations basiques échangeables.
Moy. : moyenne des trois valeurs obtenues. PF : perte au feu à 1000 ou 1100 °C.

Tableau V - Analyses chimico-minéralogiques de la fraction < 2 µm de l'horizon argillique de huit profils à sols rougeâtres.

1 - Composition minéralogique semi-quantitative					
	K	I	V	C	i (10-14)
Moy.	4,4	2,2	2,5	0,4	0,5
Min.	2	1	1	tr	0
Max.	8	3	4,5	1	1
Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux. Moy. : moyenne des huit valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites <i>lato sensu</i> . C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite. tr : traces.					
2 - Composition chimique totale					
	Moy.		PF : perte au feu à 1000 ou 1100 °C. FI/Ft : fer libre (méthode DEB) / fer total. Ki : rapport moléculaire SiO ₂ /Al ₂ O ₃ . SiO ₂ /R ₂ O ₃ : rapport moléculaire, avec R ₂ O ₃ = Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ . Cap.éch : capacité d'échange (méthode METSON) exprimée en méq / 100 g d'argile séchée à l'air.		
SiO ₂	38,72				
Al ₂ O ₃	29,28				
Fe ₂ O ₃ total	12,62				
CaO	0,36				
MgO	1,30				
K ₂ O	1,95				
Na ₂ O	0,29				
TiO ₂	1,22				
MnO	0,10				
P ₂ O ₅	0,26				
PF à 1100° C	13,91				
FI/Ft (n = 5)	0,78 (Min. : 0,69 ; Max. : 0,90)				
Ki	2,25 (Min. : 2,08 ; Max. : 2,65)				
SiO ₂ /R ₂ O ₃	1,83 (Min. : 1,58 ; Max. : 2,25)				
Cap. éch (n = 5)	23,9 (Min. : 16,6 ; Max. : 34,6)				
Les teneurs pondérales sont exprimées en % de la somme des éléments dosés, exception faite de l'eau d'imbibition.					

rapport fer "libre" / fer total supérieur à 0,40. Ces horizons apparaissent fortement désaturés, puisque le rapport S/T de leur complexe absorbant reste inférieur à 0,41, avec un pH-eau compris entre 5 et 6. Enfin, la fraction < 2 µm des horizons Bt renferme essentiellement des kaolinites, des illites et des vermiculites plus ou moins hydroxyalumineuses (Tab. V-1 et VI) Le test à l'hydrazine a montré que les kaolinites ont un degré de cristallinité variable. De la gibbsite est souvent présente, mais en quantité très faible. Notons enfin que les méthodes fondées sur une attaque cinétique (P. SÉGALEN, *etc.*), n'ont pas donné de résultats parfaitement reproductibles. Elles ont cependant mis en évidence une phase amorphe, où sont représentés la silice, le fer et l'alumine. La présence d'amorphes résulte évidemment de l'évolution actuelle des matériaux.

Les paléosols rougeâtres appartiennent à la division des sols riches en sesquioxydes de la

classification française, dont l'intérêt a été rappelé par Ph. DUCHAUFOR en 1998. En outre, l'existence d'horizons argilliques, leur rubéfaction incomplète, la désaturation de leur complexe absorbant, l'abondance des kaolinites et l'épaisseur importante des roches altérées incitent à ranger ces paléosols, soit dans la sous-classe des sols fersiallitiques acides soit dans celle des sols ferrugineux oligotrophes (désaturés).

Pour distinguer les différents types de sols à sesquioxydes, Ph. DUCHAUFOR (1977) préconise de se fonder sur la capacité d'échange des argiles. Dans les sols ferrugineux, elle serait comprise entre 16 et 25 méq/100 g, alors qu'elle dépasserait 25 méq/100 g dans les sols fersiallitiques et qu'elle serait inférieure à 16 méq/100 g dans les sols ferralitiques. Toutefois, pour chacune des espèces d'argiles, la capacité d'échange diffère énormément en fonction de la composition chimique et du degré de cristallinité.

Tableau VI - Minéraux argileux de la fraction < 2 µm des horizons Bt et (B) des paléosols rougeâtres sur gneiss, micaschistes et leptynites.

		K	I	V	C	i (10-14)
Bt	Moy.	5,0	2,0	2,5	tr	0,5
	Min.	1,5	tr	1	0	0
	Max.	8	3,5	5	0,5	2,5
(B)	Moy.	3,2	2,4	3,3	0,3	0,9
	Min.	1	1,4	2	0	0,5
	Max.	4	4	4	1	1,5

Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux.
Moy. : moyenne des valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. n : nombre d'échantillons analysés. K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites *lato sensu*. C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite.

Elle varie de 3 à 50 méq/100 g entre les kaolinites et les halloysites ou les kaolinites désordonnées, de 10 à 150 méq/100 g entre les chlorites et les vermiculites et de 10 à 40 méq/100 g pour les illites primaires. Il n'est donc pas souhaitable de distinguer les sols ferrugineux oligotrophes des sols fersiallitiques acides à partir de ce critère. Au reste, ces deux sous-classes constituent la transition entre les sols fersiallitiques et les sols ferrugineux, si bien que, selon Ph. DUCHAUFOR lui-même, leur "position systématique est nécessairement sujette à discussion, et pourra être remise en question" (Ph. DUCHAUFOR, 1977, p. 190). D'autre part, la nature des minéraux argileux des sols fersiallitiques et ferrugineux dépend largement de la composition minéralogique des roches mères. Aussi, finalement, la distinction entre sols fersiallitiques acides et sols ferrugineux désaturés ne reflète une différence de degré dans l'évolution pédologique que pour des sols issus de roches identiques – et encore à la condition de s'appuyer sur un critère plus rigoureux que la capacité d'échange, qui pourrait être la valeur des rapports moléculaires $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$. Mais une telle distinction ne se justifie pas dans la partie occidentale du massif des Maures, où les roches métamorphiques sont très hétérogènes.

Au niveau des horizons Bt, le bilan des migrations minérales se traduit par une légère diminution de la teneur en quartz (Tab. IV), et cela malgré la très grande résistance de cet élément à la dissolution. En revanche, ces horizons ont subi un enrichissement en fer et en aluminium, et leurs pertes en magnésium dues à l'altération des biotites, ont été compensées par des apports équivalents de cet élément. Or la fraction < 2 µm des horizons argilliques renferme davantage de fer et d'aluminium que les roches altérées et presque autant de magnésium (voir les

tableaux IV et V-2). Cette observation, qui donne toute sa signification à la présence des argillanes, amène à penser que l'évolution de la composition chimique des matériaux minéraux au niveau des horizons Bt résulte non seulement de l'altération *in situ* des minéraux, mais encore de l'accroissement de la fraction fine par illuviation. Cette hypothèse, qui s'accorde avec les observations réalisées par R. BOULET (1974) sur les sols tropicaux du Burkina Faso (Haute-Volta) et avec celles effectuées par É. FRITSCH *et al.* (1989) en Côte d'Ivoire, a du reste été confirmée par l'étude détaillée d'un profil particulier, celui de la coupe de Lambert (C. MARTIN, 1993).

À la lumière de cette illuviation, et par comparaison avec l'évolution de la teneur en quartz, il apparaît que les matériaux autochtones des horizons Bt ont subi une altération chimique poussée qui leur a fait perdre beaucoup de silice, de calcium, de potassium et de sodium.

En conclusion, les sols rougeâtres du massif des Maures s'apparentent à bien des sols sur granites et roches métamorphiques de la zone intertropicale, mais aussi de Kabylie (M.J. PENVEN, 1988), de la région de Madrid (J. VAUDOUR, 1977) ou de Galice (F. MACIAS et R. CALVO DE ANTA, 1992). Il s'agit de sols fersiallitiques acides ou ferrugineux désaturés dont les horizons argilliques ont subi un enrichissement sensible en particules fines d'illuviation. Ils entreraient parfaitement dans la classe des Ultisols de la classification américaine (Soil Taxonomy, 1975, *in* Ph. DUCHAUFOR, 1977) ou dans celle des Acrisols de la classification FAO (R. DUDAL, FAO-UNESCO, 1974, *in* Ph. DUCHAUFOR, 1977). L'abondance des kaolinites témoigne d'une altération de type monosiallitique (Y. TARDY, 1969).

3) Datation des sols rougeâtres

La plupart des profils à sol rougeâtre apparaissent à des altitudes égales ou supérieures à celles des niveaux d'érosion d'âge messinien (notamment près du hameau de Plan de Suvière et dans le secteur du Val Lambert). Cette observation fournit une date maximale possible pour le début de l'évolution des sols rougeâtres situés près des sommets.

Cependant bien des sols rougeâtres se sont formés à des altitudes nettement plus faibles. Ainsi l'un des plus beaux profils observés se trouve à 140 mètres d'altitude, sur la retombée septentrionale du massif, le long de la route départementale D 74 qui descend du col de Vignon (Photo 2). Il domine le ruisseau de la Nible d'une vingtaine de mètres à peine. Au reste, les exemples de sols rougeâtres situés à proximité immédiate d'un thalweg ne sont pas rares, et l'on peut en observer dans de nombreux endroits (bassins versants des Maurets, du Valescure, de la Môle, de la Giscle, *etc.*).

En conséquence, les sols rougeâtres se sont formés et ont évolué au cours du Quaternaire, mais parfois sur des roches altérées dès la fin du Miocène. Des conditions topographiques particulières ont ensuite favorisé leur conservation partielle dans des secteurs, peu touchés par les cycles d'érosion régressive plio-quaternaires, qui ont servi de zone d'accumulation aux formations déplacées lors de la troncature des paléosols (près du Val Lambert, autour du hameau de Plan de Suvière et le long de la piste joignant le hameau de Capelude au village de La Garde-Freinet).

4) Relations avec les formations rubéfiées déplacées

Mises en place par solifluxion généralisée, les formations rubéfiées déplacées doivent leurs caractères physiques, en particulier la combinaison d'une texture fine (plus de 20 % d'argile et près de 25 % de limons en moyenne – ce qui détermine une structure polyédrique à tendance massive) et d'une grande richesse en cailloux, au mélange de matériaux diversement évolués (sols et arènes), au raclage des roches à leur base et à la microdivision des minéraux préalablement fragilisés par l'altération chimique. Leur rubéfaction légère (couleur jaune brun rouge à rouge) provient du remaniement des horizons argilliques des sols rougeâtres. Cependant, en raison de l'enrichissement en matériaux peu altérés, les

formations déplacées se distinguent des horizons Bt des paléosols par un taux de saturation du complexe adsorbant nettement plus élevé (capacité d'échange de 10 à 20 méq/100 g, saturée à plus de 55 %, avec un pH-eau supérieur à 5,9) et par une teneur en kaolinite relativement faible dans la fraction $< 2 \mu\text{m}$. Cette fraction est dominée, à parts pratiquement égales, par les kaolinites, les illites et les vermiculites (teneur moyenne en kaolinite = 2,9/10 – pour 10 échantillons).

V - LES ARÈNES NON RUBÉFIÉES

Dans des secteurs où les roches altérées cohérentes ont été décapées à la fin du Quaternaire, on trouve parfois des arènes caillouteuses, riches en sables et de teinte jaunâtre. La couche arénisée, discontinue, apparaît sous forme de poches, peu épaisses, recouvertes par les horizons humifères remaniés (Photo 3).

1) Description d'un profil

Le profil choisi comme référence est situé dans le bassin versant du Rimbaud (voir Fig. 1). Ses caractères morphologiques sont portés dans le tableau VII.

Une partie des analyses effectuées sont présentées dans les tableaux VIII à X. Le profil observé ressemble au profil type des "sols forestiers méditerranéens" défini par J. MULLER (1963) dans l'île de Port-Cros. L'observation de la disposition des plaquettes de gneiss indique, d'une part, que les horizons A sont pour le moins remaniés et, d'autre part, que l'arène sous-jacente est parfaitement en place. Celle-ci apparaît donc tronquée et faiblement enterrée.

Par ailleurs, l'arène se distingue de l'horizon A₁₂ par une texture plus grossière et par une fraction $< 2 \mu\text{m}$ plus riche en kaolinites. Toutefois ces différences n'ont pas grande signification au point de vue de l'évolution géochimique. En effet, l'enrichissement en minéraux 2/1 de la fraction $< 2 \mu\text{m}$ des matériaux superficiels remaniés pourrait simplement résulter de la microdivision de minéraux phylliteux primaires plus ou moins transformés. De plus, l'hétérogénéité des roches étant partout considérable, les matériaux des horizons A ne proviennent certainement pas tous de roches mères identiques à celles de l'arène en place sous-jacente.

Tableau VII - Caractères morphologiques d'un profil de sol sur arène non rubéfiée du bassin du Rimbaud.

- A ₁₁	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 3 cm (0-3 cm). • Horizon brun gris foncé, riche en matière organique. • Texture grossière. • Structure particulière à grumeleuse. • Chevelu radicaire abondant.
- A ₁₂	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 18 cm (2-20 cm). • Horizon humifère, brun jaune (MUNSELL 10YR 5/4 à sec). • Texture sablo-argileuse (SA sur le triangle INRA). • Structure particulière à submotteuse. Nombreux cailloux (débris de quartz et plaquettes de gneiss disposées parallèlement à la pente du versant). • Racines et radicules abondantes. • Transition brutale avec l'horizon sous-jacent.
- (B)	<ul style="list-style-type: none"> • Épaisseur : 30 cm (20-50 cm). • Arène brun jaune clair (MUNSELL 10YR 6/4 à sec). • Texture sableuse (S sur le triangle INRA). • Structure particulière. Nombreux cailloux (amygdales feldspathiques disposées selon la foliation des gneiss). • Quelques racines. • Transition rapide avec l'horizon sous-jacent.
- C-R	<ul style="list-style-type: none"> • Gneiss altérés, friables, de couleur olive pâle (MUNSELL 5Y 6/3 à sec).

Tableau VIII - Profil référence à arène non rubéfiée : analyses mécaniques.

	Ref.	Tf	Analyse de la terre fine					
			A	Lf	Lg	Sf	Sm	Sg
A ₁₂ à 15 cm	29,1	70,9	16,3	18,0	7,7	24,8	16,5	16,7
(B) à 40 cm	30,3	69,7	9,3	9,9	7,3	31,2	22,3	20,0

Les résultats sont exprimés en % du poids de la terre séchée à l'air.
 Ref. : refus à 2 mm. Tf : terre fine (< 2 mm). A : argile (< 2 µm). Lf : limons fins (2 à 20 µm). Lg : limons grossiers (20 à 50 µm). Sf : sables fins (0,05 à 0,2 mm). Sm : sables moyens (0,2 à 0,5 mm). Sg : sables grossiers (0,5 à 2 mm).

Tableau IX - Profil référence à arène non rubéfiée : analyses chimiques à caractère agronomique.

-1-	pH-eau	pH-KCl	C %	N %	C/N	MO %	
A ₁₂	5,6	4,5	1,79	0,12	15,0	3,1	
(B)	5,5	4,0	0,33	0,03	12,6	0,56	
-2-	Complexe absorbant, en méq/100 g de terre fine						
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	T	S/T
A ₁₂	3,54	0,82	0,41	0,15	4,92	9,9	0,50
(B)	1,8	0,77	0,16	0,07	2,80	9,1	0,31

Les analyses portent sur la terre fine séchée à l'air.
 C : carbone organique (méthode ANNE). N : azote total (méthode KJELDAHL). MO : matière organique (C × 1,72). S : somme des cations basiques échangeables. T : capacité d'échange cationique (méthode METSON).

Tableau X - Profil référence à arène non rubéfiée : composition minéralogique de la fraction < 2 µm de différents horizons.

	K	I	V	C	i (10-14)
A ₁₂ à 15 cm	1	3,5	3,5	1	1
(B) à 40 cm	3	3	3	0,5	0,5
C-R à 60 cm	1,5	3,5	5	0	0

Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux..
 K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites *lato sensu*. C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite.

Le rapport fer "libre" DEB / fer total atteint 0,22 dans le niveau C-R, 0,33 dans l'horizon (B) et 0,36 dans l'horizon A₁₂. Ce rapport traduit une évolution assez faible de l'arène par rapport aux roches altérées.

2) Caractères généraux des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes

Sept profils ont été retenus pour définir les caractères analytiques d'un profil type "moyen" (Tab. XI à XIV). Nous avons éliminé tous ceux dont les données géochimiques, traitées selon la méthode isoquartz, mettent en évidence un problème lié à l'hétérogénéité des roches :

- soit que la teneur en eau de constitution diminue des roches vers l'arène ;
- soit que les teneurs en calcium et en sodium augmentent vers le haut du profil ;
- soit enfin que, dans l'arène, la somme des éléments dépasse la valeur suivante :
 $(100 + \text{H}_2\text{O}^+ \% \text{ roches} - \text{H}_2\text{O}^+ \% \text{ arène} + \text{argile} \% \text{ arène})$. Dans ce cas, il est en effet manifeste

que la valeur très élevée de la somme des éléments ne résulte pas seulement d'un phénomène d'illuviation.

Le rapport Limons / Sables est compris entre 0,21 et 0,50, alors que pour les horizons (B) et Bt des paléosols rougeâtres, il varie de 0,19 à 0,69 (8 échantillons). D'autre part, le refus à 2 mm est en général relativement abondant, en particulier sur gneiss de Bormes où des yeux et des amygdales feldspathiques subsistent dans les arènes.

Entre les roches altérées et les arènes, l'ordre de départ relatif des éléments minéraux s'établit ainsi :

$\text{Fe} < \text{Al} < \text{K}, \text{Mg} < \text{SiO}_2 \text{ combinée} < \text{Na} < \text{Ca}$.

Une telle séquence correspond à une altération hydrolytique en milieu modérément acide (G. PÉDRO, *in* Ph. DUCHAUFOR, 1977). Le taux de variation très faible de la somme des oxydes témoigne du caractère ménagé de l'évolution géochimique.

Tableau XI - Analyse mécanique des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes feldspathiques (nombre de profils étudiés, n = 7).

	Ref.	Tf	Analyse de la terre fine					
			A	Lf	Lg	Sf	Sm	Sg
Moy.	22,7	77,3	11,4	14,4	7,2	29,3	19,7	18,1
Min.	2,8	63,8	6,8	9,3	5,3	20,8	12,6	12,4
Max.	36,2	97,2	17,6	22,0	8,6	34,9	24,8	21,7

Les résultats sont exprimés en % du poids de la terre séchée à l'air.
 Moy. : moyenne des sept valeurs considérées. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. Ref. : refus à 2 mm. Tf : terre fine (< 2 mm). A : argile (< 2 µm). Lf : limons fins (2 à 20 µm). Lg : limons grossiers (20 à 50 µm). Sf : sables fins (0,05 à 0,2 mm). Sm : sables moyens (0,2 à 0,5 mm). Sg : sables grossiers (0,5 à 2 mm).

Tableau XII - Évolution géochimique – selon la méthode isoquartz – des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes feldspathiques (n = 7).

	Roches - a	Arènes
SiO ₂	66,55	60,88 (-8,5)
Al ₂ O ₃	17,01	15,86 (-6,8)
Fe ₂ O ₃ total	5,11	4,98 (-2,5)
CaO - b	0,64	0,32 (-50,0)
MgO - b	1,34	1,14 (-14,9)
K ₂ O - b	4,06	3,52 (-13,3)
Na ₂ O - b	1,78	1,08 (-39,3)
TiO ₂	0,69	0,63 (-8,7)
MnO	0,05	0,03
P ₂ O ₅	0,17	0,11
P.F. - c	2,62	3,18 (+21,4)
Total	100,00	91,74
Somme des oxydes	97,38	88,56 (-9,1)
SiO ₂ combinée	32,58	26,91 (-17,4)
Quartz	33,97	33,97
Fe ₂ O ₃ "libre"	1,32	1,98 *
FI/Ft	0,26	0,39

Les teneurs moyennes sont exprimées en g/100 g de roches mères séchées à 105°C, donc à teneur en quartz constante. Le taux de variation des éléments, en % de la teneur moyenne des roches mères, est indiqué entre parenthèses.
a : roches altérées cohérentes. b : exception faite des cations échangeables. c : perte au feu à 1000 ou 1100 °C, exception faite de l'eau d'imbibition et de la matière organique. FI/Ft : fer "libre" (méthode DEB) / fer total. * : les analyses thermiques différentielles et les diffractogrammes de rayons X mettent en évidence la présence de stilpnosidérite (dans tous les échantillons), de goethite (fréquemment) et de lépidocrocite (plus rarement).

En outre, par rapport aux roches altérées, les arènes ont perdu très peu de fer (-2,5 %) et d'alumine (-6,8 %). Cela implique évidemment qu'un lessivage éventuel de ces formations aurait à peu près compensé les effets d'une illuviation antérieure (d'autant plus que la démarche suivie pour sélectionner les profils est certainement responsable d'une surestimation sensible des pertes d'alumine). Bien entendu, cette remarque confère un intérêt considérable au rapport fer "libre" / fer total en tant que critère d'appréciation du degré d'évolution géochimique des arènes non rubéfiées. Ce rapport reste peu élevé, puisqu'il est compris entre 0,27 et 0,50, avec une valeur moyenne de 0,39. Toutefois, d'après ce critère, les arènes non rubéfiées apparaissent à peine moins évoluées que les horizons (B) et Bt des paléosols rougeâtres, dans lesquels le rapport fer "libre" / fer total varie de 0,36 à 0,57 (n = 7).

La fraction < 2 µm des arènes non rubéfiées semble un peu moins riche en kaolinites que celle des horizons Bt des paléosols rougeâtres. En effet, d'après les résultats enregistrés, la teneur

moyenne en kaolinite s'élève à 3,3/10 dans les arènes (Tab. XIII-1), contre 4,4/10 dans les paléosols (Tab. V-1). En revanche, les rapports moléculaires SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/R₂O₃, mesurés dans les fractions < 2 µm, s'avèrent identiques quel que soit le type des formations superficielles. Leurs valeurs moyennes s'élèvent respectivement à 2,19 et 1,77 dans les arènes non rubéfiées (Tab. XIII-2) et à 2,25 et 1,83 dans les horizons Bt des paléosols (Tab. V-2). Mais les données minéralogiques et chimiques ne se contredisent pas pour autant, les illites, dioctédriques et bien cristallisées, provenant certainement en majeure partie de la microdivision des micas blancs primaires, dans lesquels le Ki avoisine 2, et la plupart des vermiculites ayant un caractère hydroxyalumineux très marqué. Or, dans ces conditions, les fractions < 2 µm les plus riches en minéraux 2/1 peuvent en effet présenter les rapports moléculaires SiO₂/Al₂O₃ et SiO₂/R₂O₃ les moins élevés. Enfin, signalons que les arènes non rubéfiées, comme les paléosols, contiennent parfois un peu de gibbsite.

Tableau XIII - Analyses chimico-minéralogiques de la fraction inférieure à 2 µm des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes feldspathiques (n = 7).

1 - Composition minéralogique semi-quantitative					
	K	I	V	C	i (10-14)
Moy.	3,3	2,4	3,7	0,2	0,4
Min.	2	0,5	1	0	0
Max.	4	4	7	0,5	2
Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux. Moy. : moyenne des huit valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites <i>lato sensu</i> . C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite. tr : traces.					
2 - Composition chimique totale					
	Moy.		PF : perte au feu à 1100 °C. Ki : rapport moléculaire SiO ₂ /Al ₂ O ₃ . SiO ₂ /R ₂ O ₃ : rapport moléculaire, avec R ₂ O ₃ = Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ .		
SiO ₂	38,76				
Al ₂ O ₃	29,98				
Fe ₂ O ₃ total	11,10				
CaO	0,31				
MgO	1,87				
K ₂ O	3,32				
Na ₂ O	0,46				
TiO ₂	0,72				
MnO	0,04				
P ₂ O ₅	0,42				
PF	13,02				
Ki	2,19 (Min. : 1,94 ; Max. : 2,57)				
SiO ₂ /R ₂ O ₃	1,77 (Min. : 1,51 ; Max. : 1,90)				
Les teneurs pondérales sont exprimées en % de la somme des éléments dosés, exception faite de l'eau d'imbibition.					

Tableau XIV - Minéraux argileux des roches altérées, sous les arènes non rubéfiées.

	K	I	V	C	i (10-14)
Moy.	3,4	3,3	3,1	0,2	0,1
Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux. Les analyses portent sur la fraction < 2µm isolée après désagrégation partielle des échantillons à la main. Nombre d'échantillons, n = 7 (sur gneiss et micaschistes feldspathiques). Moy. : moyenne des valeurs obtenues. K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites <i>lato sensu</i> . C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite -vermiculite et illite-chlorite.					

Afin de compléter les informations, l'ensemble des données concernant les minéraux argileux des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes sont portées dans le tableau XV.

La fraction < 2 µm des arènes non rubéfiées renferme surtout des kaolinites, des illites et des vermiculites plus ou moins hydroxyalumineuses. Notons que l'on trouve également de ces minéraux argileux dans les roches altérées sous-jacentes (Tab. XIV).

En définitive, la fraction < 2 µm des arènes non rubéfiées paraît sensiblement moins riche en kaolinites que celle des horizons Bt (teneur moyenne = 5,0 – pour quinze échantillons) et même (B) (teneur moyenne = 3,2 – pour cinq échantillons) des paléosols rougeâtres (Tab. VI). Il faut cependant souligner que, pour chacune de ces formations, la composition minéralogique de la fraction < 2 µm varie énormément dans l'espace, et que ces variations résultent, au moins en grande partie, de l'hétérogénéité des roches

Tableau XV - Minéraux argileux de la fraction inférieure à 2 µm des arènes non rubéfiées sur gneiss et micaschistes.

	K	I	V	C	i (10-14)
Moy.	2,4	3,2	3,2	0,4	0,8
Min.	1	0,5	1	0	0
Max.	4	5	7	1	2,5

Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux.
Moy. : moyenne des quinze valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. K : kaolinites.
I : illites. V : vermiculites *lato sensu*. C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite.
tr : traces.

mères. Aussi, compte tenu du petit nombre des profils étudiés, la relative pauvreté en kaolinites de la fraction < 2 µm des arènes non rubéfiées n'apporte pas une preuve irréfutable de l'absence de liens génétiques entre ces formations et les paléosols rougeâtres.

Aucun des critères envisagés, granulométrique, chimique ou minéralogique, ne permet d'affirmer que les arènes non rubéfiées résultent, ou non, de l'évolution récente d'une racine de paléosol rougeâtre. Cependant tous les indices concourent à montrer qu'elles sont un peu moins évoluées que les horizons (B) des paléosols. En outre, elles apparaissent immédiatement au-dessus des roches cohérentes, après une transition rapide. Leurs matériaux parentaux se trouvaient donc en dessous, sinon au-dessous, des horizons (B) des sols rougeâtres aujourd'hui érodés.

VI - LES RANKERS SUR ROCHES

Les sols de type ranker couvrent la quasi-totalité du terrain d'étude. Ils sont constitués par des horizons humifères peu épais (30 cm environ au total), très caillouteux et à texture grossière (S à S1 : teneur en sables > 60 % ; teneur en argile entre 8 et 19 %). Ils surmontent soit les roches mères, soit des formations superficielles parentales. On les trouve en effet aussi bien sur roches peu altérées que sur arènes non rubéfiées, formations rubéfiées déplacées et racines de paléosol rougeâtre.

Les données concernant les espèces argileuses identifiées dans les rankers sur roches – sur gneiss, micaschistes et leptynites – se trouvent portées dans le tableau XVI.

Tableau XVI - Minéraux argileux de la fraction inférieure à 2 µm des rankers sur gneiss, micaschistes et leptynites (n = 31).

	K	I	V	C	i (10-14)
Moy.	1,3	3,8	4,4	0,3	0,4
Min.	tr	2	2	0	0
Max.	3	8	6	2,5	1,5

Les résultats semi-quantitatifs sont exprimés en dixièmes de la somme des minéraux argileux.
Moy. : moyenne des valeurs obtenues. Min. : valeur minimale. Max. : valeur maximale. K : kaolinites. I : illites. V : vermiculites *lato sensu*. C : chlorites. i (10-14) : interstratifiés illite-vermiculite et illite-chlorite.
tr : traces.

La fraction < 2 µm des rankers sur roches se révèle pauvre en kaolinites, en particulier par rapport à celle des formations rubéfiées déplacées dont la teneur moyenne atteint 2,9/10. Or une telle différence n'existerait pas si les rankers sur roches provenaient de l'évolution de formations rubéfiées déplacées. En effet, les argiles 2/1 migrant plus facilement (Ph. DUCHAUFOR,

1977), un lessivage éventuel aurait certainement eu pour conséquence un enrichissement relatif des horizons superficiels en kaolinites, et non un appauvrissement sensible. Du reste, la teneur maximale en kaolinite enregistrée dans la fraction < 2 µm des horizons humifères, pauvres en argile, des sols sur gneiss, micaschistes et leptynites du massif des Maures (teneur = 4/10) correspond

à un horizon A issu de la brunification et du lessivage superficiels d'une racine de paléosol rougeâtre.

De plus, si la fraction $< 2 \mu\text{m}$ des rankers sur roches est aussi abondante que celle des arènes non rubéfiées, avec une teneur moyenne supérieure à 10 %, elle est en revanche beaucoup moins riche en kaolinites (teneur moyenne = 1,3/10, contre 3,3/10). Au point de vue géochimique, ces rankers sont donc nettement moins évolués que les arènes non rubéfiées.

Dans la plupart des cas, les rankers sur roches ne résultent donc pas de la brunification et du lessivage de formations rubéfiées déplacées peu épaisses. Mais ils proviennent de l'évolution pédogénétique "récente" de roches très peu altérées au préalable.

VII - RELATIONS CHRONOLOGIQUES ENTRE LES RANKERS ET LES ARÈNES NON RUBÉFIÉES

Sur le plan géochimique, les sols à arène non rubéfiée sont surtout bien connus dans la zone d'affleurement des gneiss de Bormes, où nous avons étudié huit profils apparemment représentatifs de ce type de formations. Le tableau XVII en établit le bilan géochimique moyen.

D'après ce tableau, les teneurs isoquartz en alumine et en fer total augmentent légèrement entre les roches et les horizons supérieurs des profils. Or l'altération chimique seule ne saurait en aucune façon se traduire par un gain d'éléments minéraux. Bien sûr, l'on peut justement s'interroger sur la validité de certains calculs effectués, comme sur la représentativité des différents ensembles de matériaux analysés. Mais les variations des teneurs isoquartz en alumine et en fer total suggèrent d'autres explications possibles :

- Premièrement, le quartz aurait subi une certaine dissolution, dont il n'a pas été tenu compte dans les calculs. Ainsi les teneurs isoquartz sous-estimeraient les pertes de matières minérales. Et les différences entre les taux de variation de l'alumine et du fer total s'expliqueraient, quant à elles, par un lessivage des fractions granulométriques fines. Toutefois cette double hypothèse n'est pas satisfaisante, puisque les teneurs

isoquartz en alumine et en fer total restent stables entre les roches saines et les roches très altérées, là où se produisent généralement l'essentiel des pertes en quartz (F. LELONG, 1967).

- Deuxièmement, le lessivage éventuel des horizons supérieurs aurait entraîné, outre des minéraux argileux, un peu de quartz. Par conséquent, les compositions chimiques isoquartz sous-estimeraient les exportations de certains éléments minéraux. Cependant, compte tenu de la richesse en alumine et en fer total des fractions $< 2 \mu\text{m}$ (Tab. XIII-2 et XVIII) et de leur pauvreté en quartz (manifeste sur tous les diffractogrammes de rayons X), le quartz n'aurait certainement pas subi des pertes relatives supérieures à celles de l'alumine et du fer total.
- Troisièmement, les horizons superficiels auraient bénéficié d'un enrichissement absolu en alumine et en fer total. Certes, les formations superficielles analysées sont proches de la surface topographique, mais leurs matériaux parentaux ont peut-être subi des phénomènes d'illuviation au cours de leur évolution superficielle. De plus, les rankers et les arènes enregistrent très certainement les effets des cycles biogéochimiques. Or les végétaux, et notamment les espèces calcifuges de la région méditerranéenne française, contiennent des quantités non négligeables de fer et d'alumine (L. PASSAMA, 1970). Une fois ramenés en surface, ces éléments migrent dans les profils, mais beaucoup moins facilement que les cations basiques et la silice. Ils ont donc pu s'accumuler dans les horizons supérieurs de manière à la fois absolue et relative. Enfin, il ne faut pas négliger l'influence des apports de poussières sahariennes (M.D. LOÏE-PILOT, 1995 ; A. AVILA *et al.*, 1997).

Quoi qu'il en soit, les rankers et les arènes non rubéfiées, qui n'ont perdu ni fer ni alumine, n'ont pas subi un lessivage efficace. À ce sujet, si les poches d'arènes non rubéfiées sont depuis toujours protégées de l'action des eaux pluviales par les formations remaniées sus-jacentes, il en va bien différemment des rankers. Ceux-ci présentent néanmoins des teneurs isoquartz en fer et en alumine voisines de celles des arènes. Leur érosion mécanique éventuelle par les eaux pluviales n'aurait donc pas provoqué un véritable entraînement sélectif d'éléments minéraux.

Tableau XVII - Bilan géochimique, selon la méthode isoquartz, des formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes.

	Roches Saines	Roches altérées sous les arènes	Arènes non rubéfiées	Rankers- Horizon A ₁₂
	n = 15	n = 7	n = 8	n = 4
SiO ₂	68,75	63,55 (-7,6)	60,94 (-11,4)	63,49 (-7,7)
Al ₂ O ₃	15,60	15,29 (-2,0)	16,15 (+3,5)	15,78 (+1,2)
Fe ₂ O ₃ t.	4,60	4,54 (-1,3)	4,83 (+5,0)	4,75 (+3,2)
CaO t.	0,99	0,45 (-54,5)	0,34 (-65,7)	0,59 (-40,4)
é.		0,02	0,05	0,10
MgO t.	1,19	1,09 (-8,4)	1,11 (-6,7)	1,04 (-12,6)
é.		0,01	0,02	0,02
K ₂ O t.	4,06	3,94 (-3,0)	3,79 (-6,7)	3,36 (-17,2)
é.		0,03	0,02	0,02
Na ₂ O t.	2,60	1,64 (-36,9)	1,09 (-58,1)	1,86 (-28,5)
é.		0,01	0,00	0,00
TiO ₂	0,58	0,60	0,64	0,63
MnO	0,06	0,04	0,04	0,05
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,10	0,12
PF	1,39	2,14	2,99	2,92
Total	100,0	93,44	92,02	94,59
SiO ₂ co.	35,05	29,85 (-14,8)	27,24 (-22,3)	29,82 (-14,9)
Quartz	33,70	33,70	33,70	33,70

Les teneurs moyennes sont exprimées à teneur en quartz constante, en g/100 g de roches mères séchées à 105 °C. Le taux de variation des éléments, en % de la teneur des roches mères, est indiqué entre parenthèses. n : nombre d'échantillons analysés. t. : éléments totaux. é. : éléments échangeables. PF : perte au feu à 1000 ou 1100°C, exception faite de l'eau d'imbibition et de la matière organique. SiO₂ co. : silice combinée. Les données sur les roches saines sont largement empruntées aux travaux de géologues (S. GUEIRARD, 1957 ; M. SEYLER, 1975 ; et P. CONTI, 1978).

Finalement, les bilans géochimiques des rankers et des arènes non rubéfiées traduisent essentiellement les effets de l'altération chimique. Il est donc permis d'en exploiter directement les données pour déterminer le type géochimique des altérations successives aussi bien que pour établir les échelles d'exportation en solution des éléments minéraux.

1) Le type géochimique des altérations

Par rapport aux roches saines, les roches altérées ont perdu 7,5 % de la somme des oxydes métalliques, les arènes non rubéfiées 10,6 % et les rankers 7,5 % (après soustraction, pour ces deux derniers, outre bien sûr des cations basiques échangeables, des quantités d'alumine et de fer apportées par les phénomènes d'illuviation). Les arènes non rubéfiées et les rankers sont donc, effectivement, moins évolués que les arènes.

Cependant chacune des formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes montre une évolution géochimique très ménagée. En outre, les variations des teneurs isoquartz en fer et en alumine indiquent une altération hydrolytique en milieu faiblement acide. Il s'agit d'une altération partielle, puisque les taux de diminution de la silice combinée sont nettement inférieurs à ceux des cations basiques (G. PÉDRO, *in* Ph. DU-CHAUFOR, 1977).

Mais on peut également définir l'altération chimique en fonction de la nature des minéraux secondaires, qu'ils proviennent d'une néoformation ou d'une transformation. Ainsi G. PÉDRO (1966) distingue trois grands types d'altération : l'allitisation, la monosiallisation et la bisiallisation. En fait, l'allitisation se traduit par l'apparition de minéraux dont le Ki est égal à 0 (gibbsite), la monosiallisation par celle de

Tableau XVIII - Composition chimique totale de la fraction inférieure à 2 µm des rankers sur gneiss de Bormes (n = 2).

	Moy.	
SiO ₂	36,32	Moy. : moyenne des valeurs obtenues. PF : perte au feu à 1 100 °C. Al ₂ O ₃ libre : selon la méthode TAMM. FI/Ft : fer libre (méthode DEB) / fer total. Ki : rapport moléculaire SiO ₂ /Al ₂ O ₃ . SiO ₂ /R ₂ O ₃ : rapport moléculaire, avec R ₂ O ₃ = Fe ₂ O ₃ + Al ₂ O ₃ . Cap.éch : capacité d'échange (méthode METSON) exprimée en méq/100 g d'argile séchée à l'air.
Al ₂ O ₃	25,92	
Fe ₂ O ₃ total	10,72	
CaO	0,50	
MgO	1,98	
K ₂ O	3,80	
Na ₂ O	0,82	
TiO ₂	0,95	
MnO	0,08	
P ₂ O ₅	0,22	
PF	18,69	
Al ₂ O ₃ libre	3,56	
Fe ₂ O ₃ libre	6,78	
FI/Ft	0,63	
Ki	2,38	
SiO ₂ /R ₂ O ₃	1,89	
Cap. éch	15,7	

Les teneurs pondérales sont exprimées en % de la somme des éléments dosés, exception faite de l'eau d'imbibition.

minéraux dont le Ki est égal ou inférieur à 2 (kaolinites, qui caractérisent la monosiallittisation vraie ; intergrades alumineux vermiculite-chlorite, qui, d'après Y. TARDY, 1969, correspondent à une monosiallittisation déguisée ; gibbsite) et la bisiallittisation par celle de minéraux dont le Ki est supérieur à 2 (illites *stricto sensu*,

vermiculites plus ou moins hydroxyalumineuses, smectites). Afin d'appliquer cette classification de la manière la plus rationnelle possible, nous avons adapté l'indice RE d'Y. TARDY (1969), conçu pour les recherches en hydrochimie, à l'étude des formations superficielles (Tab. XIX).

Tableau XIX - Méthode de calcul de l'indice RA permettant de déterminer le type d'altération subi par les formations superficielles.

$$RA = \frac{K_2O \text{ évacué} + 6 Na_2O \text{ évacué} + 2 CaO \text{ évacué} - SiO_2 \text{ évacuée}}{K_2O \text{ évacué} + Na_2O \text{ évacué} + CaO \text{ évacué}}$$

où les pertes des éléments évacués sont exprimées en moles/100 g de roches saines. En théorie, cet indice équivaut approximativement au rapport moléculaire (SiO₂ libérée mais non évacuée) / (Al₂O₃ libérée mais non évacuée), soit le coefficient Ki représentatif des minéraux secondaires formés ou en cours de formation. Toutefois on néglige la re-fixation de potassium par les minéraux argileux, laquelle provoque une diminution de l'indice en masquant la transformation des phyllites.

Les résultats obtenus par cette méthode sont portés dans le tableau XX. Aucune des valeurs obtenues ne saurait définir, par elle-même, le type géochimique des altérations, tant l'estimation des variations de la teneur en silice

combinée des matériaux minéraux reste imprécise : un écart de 2 % – en valeur relative – sur la teneur en quartz d'un niveau d'altération suffirait à modifier la valeur de l'indice RA de plusieurs dixièmes d'unité.

Tableau XX - Valeurs de l'indice RA pour les formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes.

	rs-ra	rs-ar	ra-ar	rs-A ₁₂
RA	1,35	1,5	1,8	1,7
Les calculs sont menés à partir des données présentées dans le tableau XVII (sans les cations basiques échangeables). rs-ra : entre les roches saines et les roches altérées. rs-ar : entre les roches saines et les arènes non rubéfiées. ra-ar : entre les roches altérées et les arènes non rubéfiées. rs-A ₁₂ : entre les roches saines et les rankers.				

Si l'on applique le raisonnement isoalumine, l'indice RA s'établit à 1,94 pour l'évolution entre les roches saines et les roches altérées. Cette valeur apparaît beaucoup plus satisfaisante que celle trouvée à partir de la méthode isoquartz (voir la composition minéralogique de la fraction < 2 µm des roches altérées, tableau XIV). En revanche, la méthode isoalumine conduit à des résultats aberrants pour les arènes (RA = 0,9) et les rankers (RA = 1,3) – voir la composition minéralogique de la fraction < 2 µm de ces formations (Tab. XV et XVI). L'augmentation des teneurs en fer et en alumine entre les roches

saines et les niveaux d'altération les plus superficiels ne résulte donc pas d'une sous-estimation du degré d'évolution des matériaux minéraux, mais bien d'un enrichissement absolu en ces deux éléments.

En définitive, il convient de corriger les valeurs de l'indice RA, en procédant de la manière suivante :

$$\text{RA corrigé} = (\text{RA calculé} \times 1,94) / 1,35.$$

Les valeurs ainsi déterminées sont regroupées dans le tableau XXI.

Tableau XXI - Valeurs corrigées de l'indice RA pour les formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes.

	rs-ra	rs-ar	ra-ar	rs-A ₁₂
RA corrigé	1,9	2,1	2,6	2,4
rs-ra : entre les roches saines et les roches altérées. rs-ar : entre les roches saines et les arènes non rubéfiées. ra-ar : entre les roches altérées et les arènes non rubéfiées. rs-A ₁₂ : entre les roches saines et les rankers.				

Ces données confirment, en les complétant, les observations portant sur les caractères chimiques et minéralogiques des fractions < 2 µm. Les valeurs correspondant à l'évolution des matériaux minéraux depuis les roches saines jusqu'aux roches altérées et aux arènes non rubéfiées montrent que les roches mères ont subi une altération de type monosiallitique. Mais les résultats enregistrés, d'une part, entre les roches saines et les rankers et, d'autre part, entre les roches altérées et les arènes non rubéfiées montrent que les roches mères ont également subi une altération bisiallitique. Cette dualité oblige à considérer très attentivement les faits suivants :

1 / les roches altérées ont essentiellement subi une altération monosiallitique (RA corrigé = 1,9 pour l'évolution depuis les roches saines).

2 / Par contre, les rankers ont surtout connu une altération bisiallitique (RA corrigé = 2,4 pour l'évolution depuis les roches saines). Or il s'agit de formations superficielles relativement récentes

qui n'ont pas perdu, globalement, plus d'éléments minéraux que les roches altérées. L'altération bisiallitique est donc postérieure à l'altération monosiallitique.

3 / Quant aux arènes non rubéfiées, elles ont été fortement marquées par les deux types d'altération : d'abord l'altération monosiallitique (RA corrigé = 2,1 pour l'évolution depuis les roches saines), puis l'altération bisiallitique (RA corrigé = 2,6 pour l'évolution depuis les roches altérées). Par rapport aux roches altérées, les arènes n'ont perdu que 3,4 % de la somme des oxydes métalliques (après soustraction des cations basiques échangeables et des quantités d'alumine et de fer apportées par les phénomènes d'illuviation). En conséquence, l'arénisation des roches altérées provient certainement d'un épisode d'altération de type bisiallitique, et elle est vraisemblablement contemporaine – au moins pour partie – de la formation des rankers. Soulignons que le caractère bisiallitique de l'altération ré-

cente est d'autant plus indéniable que la méthode de calcul des teneurs en quartz conduit, sans aucun doute, à surestimer les pertes en silice combinée des formations superficielles les plus évoluées.

4/ Enfin, les rankers, qui ont perdu moins d'éléments minéraux par rapport aux roches saines et qui témoignent l'évolution géochimique la plus nettement bisiallitique, sont manifestement issus de roches beaucoup moins touchées par l'altération monosiallitique que celles dont proviennent les arènes non rubéfiées.

En résumé, les formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes ont subi une évolution géochimique ménagée correspondant à une altération hydrolytique partielle en milieu faiblement acide. Leur étude détaillée met en évidence les effets de deux phases d'altération successives :

- une phase monosiallitique "ancienne", responsable de l'essentiel de l'altération des roches, et qu'il faut certainement rattacher à l'élaboration des sols rougeâtres ;
- et une phase bisiallitique "récente", responsable de l'arénisation des roches altérées et de l'élaboration des rankers.

Une altération bisiallitique peut donc succéder à une altération monosiallitique au sein de matériaux encore peu évolués. Cette constatation oblige à nuancer l'une des conclusions majeures de la thèse de M. ICOLE (1973), pour lequel le facteur temps-durée exerce une influence écrasante sur le développement de l'altération chimique. Certes, toutes les formations superficielles non rubéfiées du massif des Maures conservent de nombreux minéraux altérables susceptibles d'alimenter des néoformations à caractère bisiallitique ou de subir des transformations du même type ; alors que les nappes alluviales étudiées par M. ICOLE sur le piémont occidental Nord-pyrénéen, et dont certaines ont subi une évolution géochimique extrêmement poussée depuis leur mise en place au début du Quaternaire, apparaissent forcément chacune d'autant plus désalcalinisées et désilicifiées qu'elles sont plus anciennes. Mais il n'en reste pas moins vrai qu'une longue évolution n'efface pas toujours totalement l'influence du facteur climat.

2) L'ordre de départ des éléments minéraux

Afin de mener des investigations suffisamment précises, nous avons adopté une méthode de calcul inspirée de celle mise au point par

Y. TARDY (1969) pour interpréter la composition chimique des eaux de source. Pour cela, on considère :

- if, les pertes de l'élément i entre les matériaux parentaux et les formations superficielles considérées, en g/100 g de matériaux parentaux ;
- ip, la teneur en l'élément i des matériaux parentaux, en g/100 g ;
- yf, les pertes de sodium entre les matériaux parentaux et les formations superficielles considérées, en g/100 g de matériaux parentaux ;
- yp, la teneur en sodium des matériaux parentaux, en g/100 g.

Le sodium sert de référence, car il s'agit d'un élément particulièrement mobile qui n'est que très peu retenu par le complexe absorbant des sols et qui ne participe pas aux néoformations de minéraux argileux. L'indice d'exportation de chacun des éléments minéraux est calculé d'après la formule :

$$I = [(if / ip) / (yf / yp)] \times 1000.$$

Les valeurs ainsi obtenues correspondent aux taux d'évacuation des éléments minéraux, comparés à celui du sodium (fixé conventionnellement à 1000) et comparés aux teneurs des matériaux parentaux.

Appliquée aux formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes après soustraction des cations basiques échangeables (voir Tab. XVII), cette méthode a permis de déterminer les séquences de mobilité des éléments minéraux (Tab. XXII).

Les résultats inspirent trois séries de remarques :

- D'une part, chacune des échelles d'exportation des éléments minéraux correspond visiblement à une altération hydrolytique partielle en milieu faiblement acide. Dans tous les cas, on constate que le fer et l'alumine sont restés sur place, que la silice combinée a migré beaucoup moins facilement que les cations basiques, et que le magnésium n'a été que modérément évacué. Notons en outre qu'un enrichissement absolu en magnésium semble marquer le passage des roches altérées aux arènes non rubéfiées. Ce résultat surprenant s'explique tout simplement par une légère hétérogénéité des roches mères, au point de vue chimico-minéralogique, à l'échelle du profil type moyen considéré. Les erreurs dues à cette cause sont d'autant plus pernicieuses dans le cas du magnésium, que les exportations de cet élément demeurent très

Tableau XXII - Classement des éléments minéraux par ordre de mobilité croissante pour les formations superficielles non rubéfiées sur gneiss de Bormes.

- Entre les roches saines et les roches altérées							
	Fe	Al	K	Mg	SiO ₂ combinée	Na	Ca
Indices :	35	53	99	248	398	1000	1516
- Entre les roches saines et les arènes :							
	Al	Fe	K	Mg	SiO ₂ combinée	Na	Ca
Indices :	0	0	123	145	384	1000	1217
- Entre les roches altérées et les arènes :							
	Al	Fe	Mg	K	SiO ₂ combinée	Ca	Na
Indices :	0	0	0	108	264	983	1000
- Entre les roches saines et les rankers :							
	Al	Fe	Mg	SiO ₂ combinée	K	Na	Ca
Indices :	0	0	502	524	623	1000	1775

modestes. Par ailleurs, l'hypothèse d'une intervention passée de processus d'illuviation n'est pas totalement rejetée, car les arènes non rubéfiées possèdent parfois une fraction < 2 µm très abondante (Tab. XI). Selon cette hypothèse, les phénomènes d'illuviation se seraient produits au niveau de roches très altérées, avant le décapage des versants. Ils n'auraient donc pas – ou du moins très peu – affecté les matériaux parentaux des rankers. Cependant la bonne concordance des indices d'exportation de la silice combinée trouvés pour les couples "roches saines - roches altérées" et "roches saines - arènes non rubéfiées", témoigne de l'extrême modestie d'un enrichissement éventuel en particules fines

- D'autre part, l'indice de libération du calcium correspondant à l'évolution des matériaux entre les roches altérées et les arènes non rubéfiées apparaît comme relativement peu élevé (indice = 983, contre 1775 entre les roches saines et les rankers). Or la décalcification poussée des roches altérées suffit à expliquer cette particularité. En effet, la teneur isoquartz en CaO combiné, qui atteint 0,99 g/100 g dans les roches saines tombe à 0,43 g/100 g dans les roches altérées, si bien que le calcium subsiste surtout là où il bénéficie d'une protection efficace contre l'érosion chimique, à savoir dans les micas blancs, les feldspaths potassiques et, peut-être, les parties les plus sodiques des plagioclases. Par suite, l'arénisation des roches altérées s'accompagne de pertes relatives de calcium inférieures à celles de sodium.

- Enfin, la séquence caractérisant l'évolution des matériaux entre les roches saines et les rankers se distingue essentiellement par la valeur élevée des indices d'exportation du magnésium et du potassium. Au demeurant, en comparaison des arènes non rubéfiées, les rankers ont perdu – en ce qui concerne les éléments combinés – plus de magnésium (14,3 %, contre 8,4 %) et de potassium (17,7 %, contre 7,1 %) ; en revanche, ils ont perdu moins de silice (14,9 %, contre 22,3 %), de calcium (50,5 %, contre 70,7 %) et de sodium (28,5 %, contre 58,1 %). Même en considérant l'hétérogénéité possible des matériaux parentaux, il semble donc que les biotites aient subi une altération particulièrement efficace au niveau des rankers, surtout par rapport à celle des plagioclases. Bien entendu, les acides organiques, toujours abondants dans les horizons humifères, jouent un rôle important dans l'altération des micas noirs. Mais, en milieu faiblement acide et peu complexant, l'alumine libérée ne migre pas dans les profils et l'on assiste à l'apparition de vermiculites hydroxy-alumineuses (J. DEJOU *et al.*, 1977). Celles-ci sont d'ailleurs très abondantes dans la fraction < 2 µm des rankers sur gneiss, micaschistes et leptynites du massif des Maures.

3) Interprétation

Le spectre minéralogique de la fraction < 2 µm des rankers sur roches indique une évolution géochimique modeste en comparaison de celle des formations rubéfiées déplacées et des

arènes non rubéfiées. En conséquence, ces rankers proviennent le plus souvent de l'évolution pédogénétique "récente" de roches initialement peu altérées. Du reste, les rankers recouvrant les arènes non rubéfiées sur gneiss de Bormes témoignent d'une évolution géochimique ménagée de type bisiallitique, liée à une altération hydrolytique partielle en milieu faiblement acide, alors que les roches très altérées et les arènes non rubéfiées montrent essentiellement les traces d'une altération hydrolytique à caractère monosiallitique. En outre, ce sont les rankers qui, au total, ont perdu le moins d'oxydes métalliques par rapport aux roches saines.

Par ailleurs, l'évolution des matériaux minéraux entre les roches altérées et les arènes non rubéfiées présente un caractère nettement bisiallitique. Or le passage d'un niveau d'altération à l'autre se traduit par une perte de matière très modérée. La formation des arènes non rubéfiées, à partir des roches altérées subsistant sous forme de poches après la phase d'érosion mécanique fini-würmienne, est donc *grosso modo* contemporaine de l'élaboration des rankers. Cependant les biotites ont subi une évolution plus sensible dans les horizons humifères, sous l'action d'acides organiques non complexants qui favorisent l'apparition de vermiculites hydroxyalumineuses.

VIII - CONCLUSION

Dans la partie occidentale du massif des Maures, les formations superficielles développées sur les versants de roches métamorphiques – et en particulier sur gneiss, micaschistes et leptynites – se répartissent en quatre groupes bien distincts au point de vue génétique :

1 / Les sols rougeâtres en place. Ces paléosols, tronqués et faiblement enterrés sous un *colluvium* grossier, subsistent sous forme de poches. Ils apparaissent essentiellement au cœur du massif, sur gneiss, micaschistes et leptynites, là où les conditions topographiques sont les plus favorables à leur conservation. Les profils les mieux préservés de l'érosion mécanique possèdent encore des horizons argilliques, où les argillanes sont visibles à l'œil nu, et qui ont subi un enrichissement sensible en particules fines d'illuviation inférieures à 2 μ m. Ces horizons sont fortement désaturés (S/T < 0,41, avec un pH compris entre 5 et 6). Ils présentent un rapport fer "libre" / fer total supérieur à 0,40. Enfin, leur fraction < 2 μ m renferme surtout des kaolinites,

des illites et des vermiculites plus ou moins hydroxyalumineuses.

Manifestement les sols rougeâtres en place sont des sols fersiallitiques acides ou ferrugineux désaturés, d'après la classification française. Ils ont commencé de se former à partir du Quaternaire moyen, mais sans doute parfois sur des roches altérées dès la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire.

2 / Les formations rubéfiées déplacées. Les nappes à cailloux ont été mises en place par solifluxion généralisée dans une ambiance périglaciaire humide, vraisemblablement au cours du Würm. Leurs caractères physiques proviennent à la fois du remaniement des paléosols rougeâtres et du raclage de roches peu altérées. C'est pourquoi les formations rubéfiées déplacées sur gneiss, micaschistes et leptynites se distinguent des horizons argilliques des paléosols rougeâtres par un taux de saturation du complexe absorbant plus élevé et par une teneur en kaolinite relativement faible dans la fraction < 2 μ m.

3 / Les arènes non rubéfiées en place. Ces formations plus ou moins caillouteuses, riches en sables et de teinte jaunâtre, apparaissent assez brutalement au-dessus des roches cohérentes. La couche arénisée, très discontinue, forme des poches recouvertes par des matériaux remaniés peu épais. Les arènes n'ont subi aucun lessivage sensible.

L'arénisation *stricto sensu* est certainement postérieure à la fin de l'évolution des sols rougeâtres. D'ailleurs, de par sa composition minéralogique, la fraction < 2 μ m des arènes non rubéfiées indique une évolution géochimique moins poussée que celle des horizons (B) des paléosols rougeâtres. En outre, les matériaux parentaux des arènes non rubéfiées sur gneiss ont subi, au total, une évolution géochimique ménagée, liée à une altération hydrolytique partielle en milieu faiblement acide. Cette évolution, qui s'avère monosiallitique à partir des roches saines et bisiallitique à partir des roches altérées, résulte évidemment de deux phases d'altération successives.

4 / Les sols à profil peu différencié, de type ranker. Ils couvrent l'ensemble du terrain d'étude, et on les trouve aussi bien sur les formations superficielles décrites ci-dessus que sur des roches plus ou moins altérées. Ils sont constitués d'horizons humifères peu épais, très caillouteux et très sableux, dont les matériaux sont manifestement remaniés.

Les rankers sur roches, de beaucoup les mieux représentés, ne montrent pas les signes d'une

évolution à partir de matériaux à texture plus fine, par entraînement sélectif des éléments fins. Leur fraction $< 2\mu\text{m}$ se distingue à la fois de celle des formations rubéfiées déplacées et de celle des arènes non rubéfiées par une composition minéralogique traduisant une évolution géochimique moins poussée. Par ailleurs, les roches mères des rankers sur arènes gneissiques non rubéfiées ont subi une évolution géochimique très ménagée, liée à une altération partielle en milieu faiblement acide. Et cette évolution présente, au total, un caractère bisiallitique. En définitive, la plupart des rankers sur roches et arènes non rubéfiées proviennent de l'évolution

pédogénétique "récente" de roches peu altérées, décapées à la fin du Würm.

Toutefois ces formations superficielles appartiennent vraisemblablement à trois générations seulement. L'élaboration des arènes non rubéfiées, à partir de roches très marquées par l'altération monosiallitique responsable de la formation des sols rougeâtres, est en effet, au moins pour partie, contemporaine de celle des rankers. Au reste, l'arénisation *stricto sensu*, qui s'est traduite par des pertes de matières très faibles, résulte uniquement de la phase d'altération bisiallitique.

Remerciements : Cet article était initialement prévu pour un ouvrage en hommage à Alain GODARD, qui a dirigé ma thèse de Doctorat d'État. Les circonstances ont voulu qu'un autre texte soit finalement soumis pour cette publication. Je dédie donc ce travail sur les sols du massif des Maures à Jean NICOD qui a tracé ma voie dans la géomorphologie et qui m'a toujours honoré de sa confiance et de son soutien. J'ai aussi une pensée reconnaissante, teintée de nostalgie, pour tous ceux qui m'ont aidé dans la réalisation de cette étude déjà ancienne, à l'URA 141 (Paris), au Centre de Géomorphologie du CNRS (Caen), au Laboratoire de Géologie du Quaternaire (Marseille), à l'ENS (Paris), au CRPG (Nancy)...

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

- AVILA A., QUERALT-MITJANS I. et ALACON M. (1997) - Mineralogical composition of Africa dust delivered by red rains over northeastern Spain. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, n° D18, p. 21,977-21,996.
- BAUBRON J.C. (1984) - In : *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Chapitre VIII*. Mém. BRGM, n° 125.
- BORDET P. (1969) - *Carte géologique Collobrières au 1/50 000, avec notice explicative*. Feuille XXXIV -45 (couverte en collaboration avec G. MENNESSIER). Édit. BRGM.
- BOULET R. (1974) - *Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta. Équilibres dynamiques et bioclimat*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Strasbourg, Mém. ORSTOM, n° 85, 272 p.
- CARUBA C. (1983) - *Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : comparaison avec les segments varisques voisins et essais d'interprétation géotectonique*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Nice, 359 p.
- CHEVALIER Y. (1984) - *Altération météorique actuelle et paléoaltérations du socle provençal (France). Évolution comparée des roches et des eaux de lessivage correspondantes. Étude physico-chimique, mécanique, minéralogique et hydrogéochimique*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Nice, 691 p.
- CONTI P. (1978) - La chaîne de La Verne (Maures, Var, France) : lithostratigraphie et pétrologie des formations cristallophylliennes. Thèse de 3^{ème} Cycle, Univ. Nice, 146 p.
- CORNET C. (1965) - *Évolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris, Mém. Soc. géol. Fr., n. sér., t. XLIV, n° 103, 252 p.
- CRÉVOLA G. (1985) - Les orthomiaschistes du massif des Maures (France) : produits ultimes du tectométamorphisme métasomatique d'anciens granites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 301, Série II, n° 2, p. 99-104.
- DEJOU J., GUYOT J. et ROBERT M. (1977) - *Évolution superficielle des roches cristallines et cristallophylliennes dans les régions tempérées*. Édit. INRA, 464 p.
- DUCHAUFOR Ph. (1998) - Réflexions sur les classifications des sols. *Étude et Gestion des Sols*, vol. 5, n° 3, p. 201-205.

- DUCHAUFOR Ph. et SOUCHIER B. (1966) - Note sur une méthode d'extraction combinée de l'aluminium et du fer libre ans les sols. *Science du Sol*, Bull. AFES, n° 1, p. 17-29.
- DUCHAUFOR Ph. (1977) - *Pédologie. Tome I. Pédogenèse et classification*. Édit. MASSON, 477 p.
- FRITSCH É., HERBILLON A.J., JEANROY É., PILLON P. et BARRÈS O. (1989) - Variations minéralogiques et structurales accompagnant le passage "sols rouges – sols jaunes" dans un bassin versant caractéristique de la zone de contact forêt-savane de l'Afrique occidentale (Booro Borotou, Côte d'Ivoire). *Sci. Géol. Bull.*, vol. 42, n° 2, p. 65-89.
- GUEIRARD S. (1957) - *Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Marseille, Trav. Lab. Géol. Marseille, t. VI, 1959, p. 71-264.
- ICOLE M. (1973) - *Géochimie des altérations dans les nappes d'alluvions du piémont occidental Nord-pyrénéen. Éléments de paléopédologie quaternaire*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Strasbourg, Sciences Géologiques, mémoire n° 40, 200 p.
- LELONG F. (1967) - *Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française)*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Nancy, Sciences de la Terre, mémoire n° 14 (1969), 187 p.
- LOÏE-PILOT D. (1995) - Impact géologique, géochimique et écologique des apports atmosphériques. *Biologie Géologie*, n° 1, p. 83-107.
- LUTAUD L. (1924) - *Étude tectonique et morphologique de la Provence cristalline*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris, Revue de Géographie, t. XII, fasc. 1, 271 p.
- MACIAS F. et CALVO DE ANTA R. (1992) - Caractérisation pédogéochimique des sols de la Galice (NW Espagne) en relation avec la diversification lithologique. Mise en évidence d'un milieu de transition entre les domaines tempérés et subtropicaux humides. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 315, Série II, n° 13 p. 1803-1810.
- MALUSKI H. (1968) - *Étude tectonique, microtectonique et géochronologique de la partie méridionale du massif des Maures (Var)*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Univ. Montpellier, 87 p.
- MARTIN C. (1986) - *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris I, 935 p.
- MARTIN C. (1993) - Approche géochimique des bilans de particules fines dans un profil à sol rougeâtre du massif des Maures : la coupe du barrage de Lambert. *Ét. Géogr. Phys.*, n° XXII, p. 31-41.
- MULLER J. (1963) - Les sols bruns méditerranéens et leur évolution. Premiers résultats d'une étude de l'île de Port-Cros (Var). *Science du Sol*, Bull. AFES, n° 1, p. 1-19.
- PASSAMA L. (1970) - Composition minérale de diverses espèces calcicoles et calcifuges de la région méditerranéenne française. *Oecologia Plantarium*, t. 5, n° 3, p. 225-245.
- PÉDRO G. (1966) - Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 262, p. 1828-1831.
- PENVEN M.J. (1988) - *Altérations et formes du relief dans les ensembles cristallins tardifs. L'exemple de la Kabylie de Collo*. Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris I, 743 p.
- PORTIER J. (1974) - *Carte pédologique Toulon au 1/100000*. Carte pédologique de la France à moyenne échelle, Publication n° 3, Édit. INRA, notice explicative, 130 p.
- SÉGALEN P. (1968) - Note sur une méthode de détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cahiers ORSTOM, Série Pédologie*, vol. VI, n° 1, p. 105-125.
- SEYLER M. (1975) - *Pétrologie et lithostratigraphie de formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France)*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Univ. Nice, 184 p.
- SEYLER M. (1986) - *Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France)*. Doc. Lab. Géol. Lyon, n° 96, 371 p.
- SOUCHIER B. et LELONG F. (1970) - Détermination quantitative par voie chimique des constituants minéralogiques des sols tempérés. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, t. 23, fasc. 3-4, p. 95-112.
- TARDY Y. (1969) - *Géochimie des altérations. Étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique*.

Thèse de Doctorat d'État, Univ. Strasbourg,
Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine,
n° 31, 199 p.

VAUDOUR J. (1977) - *La région de Madrid –
altérations, sols et paléosols*. Thèse de Doc-
torat d'État, Univ. Aix-en-Provence, Édit.
Ophrys (1979), 390 p.