

Karl Philberth

München

RECHERCHES SUR LES SOLS POLYGONAUX ET STRIES

TABLE DES MATIERES

Introduction.....	99
Toutes premières observations sur les sols polygonaux	100
Publications sommaires, explications des notions, limitations nécessaires.....	103
Aperçu historique.....	108
Théories de cryoturbation basées sur l'anomalie de poids spécifique, variante Gripp.....	108
Théories évoquant les fissures de retrait, fissures de dessiccation, fissures créées par changement thermique et fissures par dégel	115
Théories évoquant l'action du gel; 4 catégories (canaux à glace, solifluxion, décomposition, ségrégation, etc.	121
Considérations critiques sur les théories existantes.....	131
Critique de la théorie de la convection	132
Critique des théories des fissures de retrait	136
Critique des théories évoquant l'action du gel	139
Théorie proposée ici: conditions nécessaires à la formation des sols polygonaux et striés, principe de la théorie, influence des phénomènes thermiques	142
Description des documents photographiques: régions d'observation; sols polygonaux et striés bien développés et à différentes phases d'évolution	147
Observations et mesures dans la nature	156
Résultats statistiques	156
Répartition et morphologie des sols polygonaux	161
Vitesse des mouvements; températures	165
Mesures effectuées dans le laboratoire sur des modèles	169
A. Constitution et comportement de la terre utilisée	169
B. Pénétration du gel en profondeur	173
C. Pression hydrostatique et croissance des petits „polygones”	175
Considérations finales: discussion de la méthode utilisée pour la mesure de la couche gelée; considérations sur la genèse des sols polygonaux basées sur mes observations et mesures	183
Remerciements	190
Bibliographie	190

INTRODUCTION

Le travail présent traite de sols polygonaux et de sols striés. Pour commencer, nous citerons, par ordre chronologique, les toutes premières observations faites sur les sols polygonaux. Puis nous donnerons quelques notions d'ordre terminologique et nous indiquerons la délimitation de notre étude.

Dans les chapitres suivants, nous ferons l'historique des théories principales sur la genèse des sols polygonaux, groupées en quelques catégories; en tête de l'exposé de chacune d'entre elles, on trouvera le fait physique ou

mathématique de base qu'on y utilise. Après une discussion critique sommaire des théories présentées nous exposerons notre théorie personnelle.

Alors, nous tirerons parti de nos observations faites dans le massif de Néouvielle des Pyrénées françaises, en 1960, en présentant et en discutant des photographies, ainsi que des observations et des mesures faites à cette occasion. Quelques expériences suivent; elles démontrent l'importance de la pression hydrostatique dans des poches de terre fine pas encore gelée. L'épaisseur de la couche gelée est mesurée par une méthode électrique.

Enfin, nous comparerons les théories exposées avec ces données et ces observations.

TOUTES PREMIERES OBSERVATIONS SUR LES SOLS POLYGONAUX

En essayant de discuter chronologiquement les premières observations ayant trait aux sols polygonaux, on rencontre une double difficulté: d'une part, ces indications sont si peu précises qu'il est à peine possible de reconnaître un phénomène donné, et encore moins de le caractériser; d'autre part, il y a souvent un intervalle assez considérable entre l'observation et sa publication.

Des sols polygonaux dans un terrain aux pierres allongées et aplaties montrent souvent cette caractéristique que de telles pierres se dressent verticalement. Ainsi, on peut considérer comme première allusion à un sol polygonal une observation faite en 1758 par A. R. Martin (1882) — élève de Linné que celui-ci avait envoyé pour faire des recherches botaniques —, observation qui n'a été publiée qu'en 1882. A. R. Martin écrit (p. 130, en suédois): „Quelques pierres se dressent d'une façon assez singulière; ce sont des pièces oblongues posées verticalement, et parmi lesquelles on trouve des plaques de schiste posées sur la tranche; quand on essaye d'en abattre quelques morceaux, tout s'écaille; même en quelques endroits où la glace était fondue, c'était comme un homme enfoncé en partie dans la terre”.

En 1837, von Baer (1838a) a découvert en Nowaja Semlja un sol polygonal du type homogène. En publiant sa découverte en 1838, il écrit (colonne 174): „Là où ce limon est disposé de telle manière qu'il dessèche en été, il se déchire et se trouve subdivisé en une foule de polygones par des fentes de 1 à 3 pouces ...”. Au même endroit, von Baer (1838) cite une observation de Scoresby au Spitzberg; selon cette citation, Scoresby parle d'une formation du sol semblable à des alvéoles d'abeille. Une note critique de von Baer à l'égard de l'observation de Scoresby laisse à penser qu'il s'agit d'un sol polygonal du type hétérogène.

De la même année (1837) date une note du géologue Sven Lovén; pourtant elle ne fut publiée qu'en 1861 dans un livre de K. Chydenius (1869). Toutefois, l'indication de Sven Lovén est très vague (en suédois): „En quelques endroits, la glace avait amassé des éboulis et des pierres, de telle façon qu'on croyait y voir une intervention humaine". W. Meinardus (1912a, p. 13) a trouvé au même endroit (Blomstrand-péninsule, Spitzberg) des sols polygonaux du type hétérogène.

Th. v. Middendorf rapport, en 1864, son voyage des années 1842—43 en Sibérie. Aux pages 505 et 739, on trouve des allusions à des fentes de sol. Mais probablement il s'agit plutôt de fentes en coin, telles qu'elles furent décrites déjà quelques dizaines d'années avant comme existant en Sibérie du Nord (Adams 1815; Figurin 1895), mais qui ne nous intéressent ici qu'en passant.

En 1864, C. Hauser, décrivant son excursion d'août 1863, écrit au sujet d'un endroit proche du sommet du Selbsanft antérieur dans les Alpes de Glarn (Glarner Alpen): „... ce plateau ressemblait à un jardin arrangé par la main de l'homme, subdivisé en platebandes entourées comme d'un palissage de pierres dressées verticalement ou obliquement..., tandis que toutes les pierres éparses d'alentour étaient balayées par le vent".

C. Hauser croyait qu'il s'agissait d'un effet des orages et de la météorisation". Cette indication de C. Hauser a été sousestimée. En fait, C. Hauser a été le premier à décrire un sol structuré dans une montagne non-arctique, et à signaler la division en parties régulières („von Menschenhand") et la position verticale des pierres.

Pour éviter une surcharge inutile de cette bibliographie, nous nous limiterons dans ce qui suit aux travaux importants.

F. Kjellmann, en 1882, dans son rapport sur l'expédition de la Vega (1878), donne une description très exacte d'un sol polygonal du type homogène. (En suédois): „La *rutmark* (sol carrelé) est la partie la plus pauvre de plantes des côtes de la Sibérie du Nord. Son aspect caractéristique est dû au fait que la couche supérieure du sol de ce pays, qui est en général dure et sèche, est divisée en fragments par des fentes qui s'entrecroisent. Ces fragments sont de largeur variable mais, pour la plupart, petits et, en général, hexagonaux". Le terme de *rutmark*, proposé par F. Kjellmann, s'est introduit dans une large mesure dans le langage des auteurs postérieurs.

Le premier travail qui s'occupe en détail des sols polygonaux est un livre du botaniste Th. Wulff, publié en 1902. Dans ce livre, le chapitre „Der Polygonboden" („Rutmarken"), pp. 73—95, ainsi que 5 photographies claires sont consacrés aux sols polygonaux. Les observations de Th. Wulff datent de 1899.

Dans le chapitre dont nous venons de parler, Th. Wulff donne un

compte-rendu très soigné des premiers rapports sur les sols polygonaux et, par la suite, passe à la description de ses propres observations. D'ailleurs, Th. Wulff fait déjà — et même très exactement — la différence entre le type homogène („echte") et le type hétérogène („falsche") des sols polygonaux. Il connaît les deux types des publications, aussi bien que de ses observations à lui. A la page 85, il cite Fries et Nyström (1869) (en suédois): „... Ainsi les collines calcaires aux environs de Sydhammen montrent par ci par là des stries qui, formées vraisemblablement par les tempêtes, consistent en des rangs de petits cailloux qui sont à quelque distance l'un de l'autre. Un aspect encore bien plus singulier est fourni par de larges étendues qui sont réparties en des figures presque hexagonales, figures dont l'une touche l'autre, et dont les côtés sont formés par de grandes pierres, tandis que l'espace encadré est couvert de cailloux et de petites pierres seulement...". Quelques lignes plus loin, Th. Wulff remarque lui-même (traduction A. Cailleux): „Contrairement au sol polygonal proprement dit, formé de matériel homogène et fin, ce faux sol polygonal se caractérise par le fait que des produits d'érosion de toute grosseur prennent part à sa formation".

Aux pages 84 et 86, Wulff développe des idées sur la genèse de ces phénomènes sur lesquelles nous reviendrons.

B. Högbom fut le premier géologue professionnel qui écrivit un travail approfondi sur le problème des sols polygonaux et des sols striés. Nous parlons de l'article devenu célèbre: „Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes auf Spitzbergen", de 1910 (B. Högbom). Cet article traite des observations au Spitzberg, où B. Högbom séjourna pour des travaux de cartographie géologique. On trouve dans ce travail, en dehors de descriptions et d'illustrations très claires, une classification des sols polygonaux homogènes et hétérogènes, de même que la citation et la critique des essais d'explications précédents. Dans ce travail, Högbom expose sa théorie de la poussée radiale du gel qui est encore aujourd'hui professée par un grand nombre de savants, et sur laquelle nous reviendrons en détail plus tard.

En 1910, les participants du Congrès géologique de Stockholm firent une excursion au Spitzberg, le pays classique des cercles de pierres; ce n'est qu'après cette excursion que les sols structuraux commencèrent à intéresser plus généralement les géologues.

Une discussion sur le *Bodenfluss* (solifluxion) eut lieu à la Société géologique de Berlin, le 18 décembre 1911; elle fut publiée dans le journal de cette Société en 1912 (pp. 241—270), et elle contient des contributions intéressantes de: A. Miethe, A. Penck, H. Spethmann, G. Braun, W. Meinardus et K. Sapper. Il faut souligner la contribution de

W. Meinardus (1912b), dont la classification — proposée à la p. 257 — a fait autorité en ce qui concerne la littérature, en langue allemande.

Selon la communication de W. Meinardus (1912 a, p. 18), il y avait déjà en 1912 environ 18 théories différentes, mais dont la plupart étaient de nature spéculatives. Beaucoup d'entre elles ne purent tenir en face des mesures et examens quantitatifs ultérieurs.

PUBLICATIONS SOMMAIRES, EXPLICATION DES NOTIONS, LIMITATIONS NECESSAIRES

Maintenant, il existe sur les sols polygonaux et les sols striés, des centaines de publications, et le nombre des théories qu'on a proposées comme explication de ce phénomène géologique est de plusieurs dizaines. Heureusement, de grands travaux furent écrits de temps en temps qui constituent la somme des recherches à un moment donné, et par là facilitent considérablement l'étude de ces phénomènes.

Le présent exposé ne s'est pas fixé le but de traiter les données concernant les sols polygonaux et les sols striés dans toute leur ampleur. Déjà, à cause de l'abondance de ces données, il ne peut examiner d'une manière détaillée que certains aspects. Il faut, pour acquérir les connaissances de base et pour compléter le présent exposé se reporter à quelques publications exhaustives dont quelques-unes sont mentionnées ci-après, dans l'ordre chronologique:

- 1902 — Th. Wulff, Chapitre: „Der Polygonboden" (Rutmarken); pp. 73—95, 5 photos. Un commentaire précis des phénomènes avec beaucoup de citations.
- 1912a — W. Meinardus, pp. 1—42, 6 photos. Beaucoup d'observations; introduction d'une nomenclature complète; liste des ouvrages parus dans l'ordre chronologique.
- 1914 — B. Högbom, notamment pp. 308—336, 12 photos. Données détaillées sur la littérature et commentaires des théories.
- 1916—17 — R. Douvillé, pp. 241—251. Exposé des observations et théories.
- 1927 — C. Elton, pp. 163—194. Beaucoup d'observations personnelles et examen critique des théories.
- 1933 — H. Steche, pp. 193—272. Nombreuses et bonnes reproductions; données détaillées sur la littérature; table chronologique avec lieux de découverte, type et langue de la publication; étude précise des théories
- 1944 — C. Troll, pp. 545—694. Commentaire très fourni des observations faites jusqu'ici; données riches sur la littérature.
- 1950 — J. Tricart, pp. 84—183, chapitre II: Les sols périglaciaires: Cryopédologie. Exposé très approfondi et varié. Bibliographie ordonnée en groupes.
- 1952 — M. Matschinski. Une théorie intéressante; données détaillées sur la littérature.
- 1953a — P. Bout, pp. 63—82. Observations et mesures intéressantes.

- 1954 — A. Cailleux et G. Taylor, pp. 45—71. Discussion systématique des théories existantes avec beaucoup d'indications quantitatives. Beaucoup de photos et figures. Liste très précieuse des ouvrages parus sur la Cryopédologie avec plus de 1500 (!) références bibliographiques.
- 1956a¹ — A. L. Washburn, pp. 823—866. Classification précise de „patterned ground” et critique approfondie des théories. Publication de base en langue anglaise.
- 1959 — G. Furrer, pp. 277—309. Observations, mesures, cartes. Figures schématiques pour l'explication de la formation.
- 1960 — J. Büdel, p. 29... Réflexions précises sur la genèse par l'action du gel. Bibliographie récente.

C'est le mérite de K. Bryan, en 1946, d'avoir proposé une nomenclature complète et clairement ordonnée, que les constructions linguistiques constituées d'éléments de langues antiques rendent propre à un usage international pratiquement invariable. Selon K. Bryan, la notion générale est „Cryopédologie” (traité de sol froid). A. Cailleux et G. Taylor (1948, 1954) ont repris la classification de K. Bryan, et il apparaît que cette classification est utilisée de plus en plus.

Le travail présent, à l'exception de quelques remarques marginales, ne s'occupe que des sols polygonaux et des sols striés que nous considérerons en détail dans la suite. Cette limitation est due à deux raisons: d'une part ces phénomènes sont très répandus et assez différents des autres phénomènes de la Cryopédologie; d'autre part, dans nos recherches personnelles dans les Pyrénées françaises nous n'avons pratiquement observé que ces phénomènes.

Les sols polygonaux et les sols striés représentent des structures superficielles qui peuvent prendre naissance dans les régions arctiques ou en haute montagne, si le sol renferme des éléments granuleux fins. Les *roses de pierres* (*Steinrosetten*, *stone packings*, *stone centered polygons*), comme elles sont décrites par exemple par G. Rozański, en 1943, ne comprennent pratiquement pas de terre fine; elles ne doivent pas être considérées comme des sols polygonaux au sens étroit. Les sols polygonaux peuvent apparaître, ou bien dans un matériel dont l'ensemble contient aussi bien des éléments granuleux fins que des éléments grossiers (type hétérogène), ou bien dans un matériel essentiellement fin; dans ce dernier cas, les frontières sont constituées par des fentes (type homogène). Dans le premier cas, au contraire, il y a un triage du matériel: des îlots de matériaux essentiellement fins sont séparés par un réseau de lisières constituées d'éléments grossiers.

Les sols striés n'apparaissent, d'après les observations faites, que si l'ensemble du matériel contient des matériaux granuleux fins et des éléments grossiers. Seules exceptions: H. Tollner (1937, p. 170), signale des bandes colorées en matériel homogène et O. Fränzle (1959 p. 39), des dalles posées sur la tranche sans terre. Ces cas mis à part, dans les sols striés

le matériel est trié de telle manière que les stries en éléments fins sont séparées par des stries en éléments grossiers. Les stries sont parallèles, équidistantes et dirigées dans le sens de la pente, sauf dans un cas signalé par Aubert de la Rue aux Kerguelen.

La classification de W. Meinardus (1912 b, p. 257) dominante dans la littérature allemande, n'appelle *Polygonboden* que les structures polygonales résultant de la formation de fentes dans un matériel granuleux homogène et fin, non pas les phénomènes où des îlots de matériel fin sont limités par un réseau de pierres.

W. Meinardus désigne ce dernier phénomène sous le nom de *Steinnetze*, qu'il groupe avec les *Steinringe*, *Steinstreifen* et *Steinfelder* sous la dénomination collective de *Strukturboden*. Cette séparation systématique correspond à la manière de voir de Th. Wulff (1902) qui parle, dans le second cas (*Steinnetze*) de „faux” polygones.

Déjà en 1910, B. Högbom avait choisi pour les deux phénomènes l'expression commune *Polygonboden*, parlant dans le cas hétérogène de type I, et dans le cas homogène de type II. Dans sa publication de 1914 (p. 308), B. Högbom écrit qu'il serait disposé à suivre dans l'ensemble la nomenclature de W. Meinardus, mais qu'il voudrait cependant s'en tenir au sens plus général du mot *Polygonboden*. A son avis, les types hétérogènes et homogènes sont étroitement apparentés par leur genèse. Les expériences faites depuis et particulièrement les formes de transition entre les deux types trouvés en haute montagne donnent apparemment raison à B. Högbom, au moins pour ce qui est de la convenance de son expression générale. Malheureusement, B. Högbom rejette — contrairement à W. Meinardus — les sols striés dans une autre catégorie que les sols polygonaux, ce qui peut avoir quelque fondement phénoménologique, mais du point de vue génétique n'est pas exact.

Dans la littérature française les expressions *sol polygonal* (ou *sol réticulé*) et *sol strié* (ou *sol rayé*) sont courantes. Le *sol polygonal* correspond à la définition du *Polygonboden* de B. Högbom et comprend de la même façon le type hétérogène et le type homogène. Cette dénomination est aussi employée dans le présent exposé.

L'expression *sol polygonal* est employée à juste raison parce que les phénomènes considérés rappellent des réseaux de polygones, essentiellement des réseaux d'hexagones. Alors que les réseaux de polygones au sens mathématique sont constitués par des cellules à côtés linéaires, mais par ailleurs irrégulières à volonté, c'est presque le contraire pour les *sols polygonaux* où les séparations s'éloignent souvent notablement de la linéarité; par contre, il apparaît une régularité au moins partiellement visible.

On peut trouver chez certains auteurs un vocabulaire divergent: par

exemple, H. Steche introduit, en page 195 de sa publication (1933) l'expression *Taimyrpolygon* pour désigner les fentes en coin (*Eiskeilspalten*, *ice-wedges*); ce sont des systèmes de fentes qui séparent des portions de superficie généralement énormes (10 à 30 mètres) et souvent d'aspect irrégulier. Dans ce qui suit, les fentes en coin ne seront pas rangées sous la notion de sols polygonaux à cause de leur forme différente (généralement très irrégulière, cependant souvent aussi régulière mais tétragonale (*Schachbrettboden*), à cause de la superficie plus grande des différents polygones (souvent des centaines de m²) et à cause de leur genèse qui diffère sensiblement de celle des sols polygonaux classiques. Les fentes en coin régulières et tétragones ne sont pas toujours faciles à distinguer des sols polygonaux.

La notion de sols polygonaux ne doit pas être séparée par principe des fentes de dessiccation, car la question de savoir à quel point les fentes de dessiccation participent à la formation de *sols polygonaux* est encore sujette à discussion. Mais il n'y a pas de doute que les fentes de dessiccation qui se forment à des latitudes et altitudes normales ne doivent pas être désignées sous le nom de sols polygonaux en raison de leur disposition très irrégulière (voir V. Romanovsky et A. Cailleux 1942).

Récemment, on a aussi constaté différentes structures polygonales dans les déserts arides (voir par ex. M. Gignoux 1936; A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 61; H. Alimen). Bien que leur aspect évoque souvent de manière frappante les sols polygonaux arctiques, il semble généralement admis qu'il s'agisse ici, quant à la genèse, d'un phénomène tout à fait différent. C'est pourquoi ces formes du désert ne doivent pas être considérées comme des sols polygonaux dans le sens vu plus haut.

Une énumération des désignations employées pour les sols polygonaux et sols striés se trouve chez R. Sharp (1942, p. 275). Une classification fournie des „patterned ground” est donnée par A. L. Washburn (1956a, p. 824—838).

Les sols polygonaux et les sols striés ont été trouvés en des endroits si divers et sous des formes si variées (voir C. Troll 1944) qu'on ne peut trouver que peu d'indices communs. On a décrit des diamètres de polygones et des distances de stries de quelques centimètres jusqu'à plusieurs mètres. On a décrit des cas limites du type hétérogène dans lesquels les stries ne contiennent que peu de pierres, et d'autres cas limites dans lesquels presque tout le matériel est constitué par des pierres. Il y a des cas où les cercles de pierres vont en profondeur (d'après W. Meinardus *sohlenständig* = enraciné), et d'autres où ils ne vont que peu en profondeur (*schwebend*, d'après W. Meinardus = flottant). (Voir S. Thorarinsson 1953; H. Poser 1954, pp. 162—164). Si les pierres sont allongées ou en

forme de dalles, elles sont généralement posées sur la tranche. Sur les sols polygonaux et sols striés la végétation est ou bien inexistante, ou bien clairsemée.

Du point de vue climatique, on peut retenir deux constatations qui sont intéressantes pour la genèse: les sols polygonaux et les sols striés ne se présentent que si la température moyenne annuelle se trouve peu au-dessus de 0°C (excepté le type „azonale” d'après C. Troll 1944, par exemple au voisinage de glaciers qui se retirent) et nécessitent un climat relativement humide. Ces deux conditions sont très précieuses pour pouvoir, à l'aide des découvertes de ces sols fossiles, tirer des conclusions concernant les conditions climatiques des temps passés (voir par exemple E. Bastin et A. Cailleux 1941; H. Poser 1947; H. Alimen 1951; M. Ters 1951).

Les sols polygonaux ne se présentent que sur un terrain horizontal ou presque horizontal. Les sols striés ne se présentent que sur terrain incliné (des sols striés non authentiques sur terrain plat ont été décrits et expliqués par H. Kinzl 1946/49), les stries étant dirigées suivant la ligne de pente. Sur un terrain de petite pente (de 2° à 6°) apparaissent généralement des formes transitoires: à savoir des polygones étirés (voir A. Cailleux 1947). Sur un terrain de pente variable — mais de constitution constante — on peut observer étroitement réunis le passage des sols polygonaux par les sols étirés aux sols striés (observé la première fois par O. Nordenskjöld en 1907). Ces observations, et beaucoup d'autres, justifient l'opinion très répandue que les mêmes processus physiques, donnant naissance sur terrain plat aux sols polygonaux, produisent, sur terrain incliné, les sols striés, sous l'action additionnelle de la pesanteur. (Un cas remarquable de passage de sols polygonaux aux sols striés est décrit par J. Büdel 1960, p. 61).

Très tôt on a écrit sur l'écoulement du sol ou d'éléments du sol dû à la pesanteur (voir B. Högbom 1914, p. 328). D'après la proposition de J. Anderson (1906), on l'appelle solifluxion. L'expression *solifluxion* est souvent employée dans un sens plus étroit, à savoir pour cet écoulement lent dû à l'action des changements du gel et du dégel. Cette forme de solifluxion au sens plus étroit est présente probablement normalement dans le cas des sols striés, ce qui n'est pas unanimement reconnu (voir J. Michaud et A. Cailleux 1950; d'autre part des mesures par J. Büdel et F. Wilhelm 1959/60). Si cependant nous ne considérons pas le sens étroit du mot solifluxion, nous pouvons caractériser l'opinion actuelle de la manière suivante: c'est l'influence de la solifluxion qui — les conditions étant par ailleurs les mêmes — produit, au lieu de sols polygonaux, des sols striés.

On peut supposer que, partout où l'on rencontre un sol strié, il se développerait ainsi en position horizontale un sol polygonal. Ceci n'est, cepen-

dant, pas sûr parce qu'il n'est pas établi sans équivoque que le processus de solifluxion lui-même (ou par exemple, l'eau courante) participe au triage des matériaux dans la formation du sol strié, et dans quelle mesure (voir L. Lliboutry 1955). D'autre part, on peut considérer comme assuré que le phénomène analogue sur une pente n'existe pas pour le sol polygonal de type homogène. Un *sol strié* en matériel homogène avec des fentes parallèles n'a apparemment jamais été observé. Ceci est facile à comprendre quand on pense à la dynamique d'une substance peu visqueuse en écoulement vers le bas.

On peut donc partir du fait que les sols polygonaux et les sols striés tirent leur origine des mêmes processus physiques, qui sont accompagnés chez les sols striés de solifluxion. Les sols polygonaux pour lesquels les processus physiques communs apparaissent dans leur forme pure sont plus appropriés à l'étude de ces processus. Il semble donc juste de traiter presque exclusivement de sols polygonaux dans les chapitres suivants qui traitent historiquement et d'une manière critique des origines de ces sols. Presque tout ce qui sera dit se laisse transposer sur les sols striés. Une étude approfondie de la solifluxion en tant que phénomène général dépasserait le cadre de cet exposé.

Les sols polygonaux apparaissent souvent sous une forme si bien déterminée et si caractéristique que la question de leur formation se pose d'elle-même. Ceci est surtout valable pour les sols polygonaux actuels en haute montagne, où on a signalé divers cas pour lesquels la formation en l'espace de quelques dizaines d'années ou même de quelques années est garantie (voir H. Kinzl 1928, G. Rozanski 1943; H. Poser 1954).

Les lieux de découverte et les différentes formes des phénomènes ont été traités en détail par C. Troll (1944). Ici, nous exposerons et discuterons les théories de formation en les classant d'après un aspect physique ou mathématique commun qui sera examiné en détail au début de chaque partie.

APERÇU HISTORIQUE

THEORIES DE CRYOTURBATION BASÉES SUR L'ANOMALIE DE POIDS SPECIFIQUE, VARIANTE GRIPP

D'après C. Edelman (1936), on entend sous le nom de *cryoturbation* tous les phénomènes dans lesquels il se produit, au cours du temps, un pétrissage ou un bouleversement des matériaux du sol sous l'action du gel constant ou intermittent. Cette dénomination a été adoptée par A. Cailleux (1942). Elle est très précieuse en tant qu'elle caractérise les phénomènes de perturbation sans pour cela préconiser une explication de détail plus ou moins hypothétique.

Du point de vue de la genèse de la cryoturbation on peut partager les théories existantes en 2 groupes principaux: le premier groupe est caractérisé par un courant de convection conforme aux lois hydrodynamiques. Ce courant serait créé par la différence des poids spécifiques de la colonne ascendante et de la colonne descendante. Dans ce chapitre nous ne nous occuperons que de cette forme de cryoturbation.

Le deuxième groupe est caractérisé par des mouvements très lents et pulsatoires. Ces mouvements, quels qu'ils soient, sont dus à la dilatation par la congélation de l'eau. Dans ce cas, selon certains auteurs, il n'y aurait pas de bouleversement dans le sens d'un circuit fermé; selon d'autres, ce bouleversement aurait lieu, mais de façon très imparfaite. Dans ce groupe, la force de poussée lente mais puissante due à la dilatation par congélation de l'eau est plus marquante que le bouleversement qu'elle provoque. Pour cette raison, ce deuxième groupe doit être séparé du groupe précédent, et ne sera traité qu'après celui-ci.

La forme classique de la théorie de convection se base sur les expériences rendues célèbres du physicien H. Benard „les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide” dans les années 1900 et 1901. Dès avant H. Benard, des expériences avaient été publiées sur la formation de courants de convection dans un vase cylindrique rempli d'eau quand on refroidit les parois latérales tout en chauffant le fond. Comme il est facile de le comprendre, il se forme dans un tel cas, le long de l'axe central, un courant ascendant d'eau réchauffée — et par conséquent moins dense — tandis que sur les parois latérales l'eau refroidie descend vers le bas. Les expériences de H. Benard apportaient un élément nouveau: il considérait une nappe liquide plane, de surface beaucoup plus grande que la profondeur. Les parois latérales ne causent plus ici que des perturbations marginales insignifiantes pour le déroulement de l'expérience. Une telle nappe liquide est naturellement stable quand, à la suite d'un réchauffement uniforme par le haut, les couches supérieures sont moins denses que les couches inférieures. Si, au contraire, la source de chaleur se trouve en bas — de telle manière que les couches moins denses se trouvent en bas — l'état devient instable. Ceci dans le cas où la viscosité du liquide (comparée à d'autres grandeurs) n'est pas trop grande et où il y a une perturbation initiale, ce qui est toujours vérifié en pratique. Jusqu'à présent la résolution théorique de ce problème n'a pas été réussie. A cause du manque de moyens de résolution théorique suffisants, H. Benard a réalisé des expériences multiples et diverses pour en tirer le plus de conclusions quantitatives possible. Ses expériences fondamentales sont unanimement reconnues comme étant à la base de la théorie de la convection.

Dans un appareil construit à cet effet, H. Benard a soumis des nappes

minces de liquide d'une épaisseur de l'ordre de 1 mm à un chauffage uniforme par le bas jusqu'à des températures de plus de 200°C. Les expériences se rapportent presque toutes au cas où la surface inférieure de la nappe liquide est limitée par une plaque métallique plane, la surface supérieure libre se trouvant en contact avec l'air libre.

H. Benard montre par ses expériences qu'une telle nappe liquide entre en mouvement dès le début du chauffage et qu'il se forme des systèmes de convection polygonaux. Dans la première étape, qui ne représente qu'un état de transition de quelques secondes à quelques minutes, il se forme une structure quasi-géométrique, constituée normalement de polygones irréguliers de 4 à 7 côtés. A cet état succède la deuxième étape, l'étape finale, dans laquelle (s'il n'y a aucun dérangement) la nappe liquide se recouvre d'un réseau régulier d'hexagones. Dans chacun de ces hexagones se déroule le même mécanisme: les particules de liquide se réchauffant au fond se meuvent le long de la plaque inférieure vers le milieu de l'hexagone. Arrivées là, elles s'élèvent jusqu'à la surface libre où elle se déplacent de nouveau radialement vers l'extérieur. En même temps, elles se refroidissent et s'enfoncent aux bords de l'hexagone. Le trajet exact des particules de liquide n'est pas tout à fait aussi simple que cela semblerait à première vue. Le trajet de chaque particule ne présente aucun axe de symétrie vertical ou horizontal: en effet, le centre de rotation se trouve au-dessus de la moitié de l'épaisseur, parce que les particules liquides sont retenues au sol, mais pas à l'air. D'autre part, le centre de rotation se trouve assez près du bord du polygone parce que le trajet de chaque particule s'élargit vers le bord pour des raisons géométriques. Au mouvement des particules est lié un transport de chaleur: c'est pour cela que vers le bord du polygone les isothermes se rapprochent du fond. En plus d'une série de photographies des phénomènes, H. Benard donne, par des courbes précises, le tracé des lignes de courant et des isothermes. Il prouve, par une série de mesures, que le rapport entre le diamètre moyen des polygones et la profondeur de la nappe liquide est indépendant dans un très large domaine de facteur géométrique, mais dépend, par contre, d'une manière systématique de la température.

C'est le mérite de O. Nordenskjöld d'avoir le premier fait appel aux expériences de H. Benard pour expliquer les sols polygonaux. En 1907 (p. 566), il écrit: „Au fond métallique de Benard correspond ici un fond de terre gelée, dont la température reste constamment à 0°C, tandis qu'ici c'est l'air qui est échauffé. L'eau qui circule lentement entraîne les particules d'argile en suspension des parois extérieures vers l'intérieur des cellules prismatiques; près des parois, les pierres, bien lavées, restent sur place et par la sécheresse des fentes peuvent se former". Chez O. Norden-

skjöld se trouvent donc déjà les aspects essentiels de la théorie de la convection appliquée aux sols polygonaux. Mais plus tard O. Nordenskjöld s'éloignera de cette explication.

Ensuite, il n'est plus question de la théorie de la convection jusqu'à l'ouvrage souvent cité de A. Low en 1925. Entre temps, Lord Rayleigh avait publié, en 1916 une étude théorique physique qui représentait un complément très précieux aux expériences de H. Benard. Lord Rayleigh étudie la question de savoir sous quelles conditions une nappe liquide plane, dont la surface supérieure est libre et dans laquelle il existe un gradient de température verticale, devient instable par l'apport d'une perturbation infinitésimale. Lord Rayleigh en arrive à une formule de condition limite (formule 14) qui, en plus des différences de densité, fait intervenir la viscosité et la conductibilité calorifique. Déjà le fait que cette formule permet de comparer des grandeurs très différentes est de grande signification. Auparavant, il semblait vraiment trop osé de transposer les expériences de Benard faites sur des nappes de 1 mm à des couches de 1 mètre.

Lorsque des images de sols polygonaux du Spitzberg furent présentées à A. Low et D. Brunt, ceux-ci se souvinrent des travaux de H. Benard et de Lord Rayleigh. Ceci amena A. Low (1925) dans son travail „Instability of Viscous Fluid Motion” à une discussion de la formule de Lord Rayleigh et des principaux résultats expérimentaux de H. Benard se rapportant aux sols polygonaux. En se basant sur cette discussion, A. Low tire quelques conséquences théoriques qui, selon lui, concordent avec les observations de C. Elton au Spitzberg. A. Low y voit une confirmation de l'hypothèse de la convection comme origine des sols polygonaux. Les points (a), (b), (c), (d), utilisés par A. Low pour arriver à ses conséquences, doivent être considérés avec beaucoup de prudence. Par exemple, on ne trouvera certainement une température superficielle de 4°C que dans des intervalles de temps très restreints. D'autre part, le rapport du diamètre du polygone à la profondeur du pergélisol n'est pas constant, mais il dépend de la saison. V. Romanovsky trouva 15 ans plus tard, après des examens approfondis, la moitié de la valeur initiale de ce rapport.

A. Low rappelle que, selon la condition de Lord Rayleigh, de très faibles gradients de température suffisent pour des profondeurs supérieures à 1 dm. En faisant allusion à un „formidable array of unknown quantities”, il ne réalise pas l'application quantitative de la formule de Lord Rayleigh aux sols polygonaux.

A peu près à l'époque de cette publication de A. Low, K. Gripp séjourna au Spitzberg. Sans avoir pris connaissance de la théorie de la convection déjà publiée, il remarque par ses observations de sols polygonaux au Spitzberg une série d'indices qui laissaient conclure à un mouvement rota-

toire. Lorsqu'il revint, il trouva la publication de A. Low. Cette parfaite concordance entre ses observations et l'explication physique de A. Low amena K. Gripp en 1926 à se prononcer résolument pour la théorie de la convection. Dans une publication postérieure en 1927 K. Gripp montrait des figures très démonstratives pour confirmer ses idées. L'expression *Brodelboden*, introduite par K. Gripp pour les formations polygonales récentes et fossiles, est encore utilisée par beaucoup d'auteurs sans qu'il apparaisse clairement si l'auteur se réfère de cette manière à la *Brodeltheorie*, c'est à dire à l'explication par convection hydrodynamique. Dans les années suivantes se déchaînèrent dans la littérature allemande des discussions de violence croissante au sujet de cette explication souvent désignée comme théorie de Low—Gripp.

C. Elton objecte en 1927 (p. 184) à la théorie de la convection, que des pierres de grosseurs différentes ne seraient pas transportées avec la même vitesse par la convection, alors qu'en pratique on rencontre dans les bords pierreux des polygones de grosses et de petites pierres mélangées. En 1929, W. Salomon mentionne la conception de la convection de K. Gripp, et exprime à ce propos des objections. Il préfère la conception de B. Högbom. En 1931, B. Castiglioni et, indépendamment H. Mortensen en 1932 décelèrent une erreur dans un tableau de nombres publié par K. Gripp en 1927, pour motiver la convection.

L'argumentation de H. Mortensen contre la convection s'appuie premièrement sur une estimation numérique selon laquelle une colonne formée de sol arctique et ayant une base de 1 dm^2 et une hauteur de 1,5 m, a une différence de poids (causée par la température) bien inférieure à 1 g, différence qui est trop minime pour transporter des pierres lourdes. Son second argument est que, dans un sol assez liquide pour permettre la convection, les pierres s'enfoncent rapidement jusqu'au fond. D. Wolansky en 1932 confronte l'explication par le gel de Högbom—Poser et l'explication par la convection hydrodynamique de Low—Gripp, et il les estime compatibles.

Dans le *Centralblatt für Mineralogie* se succèdent alors dans les années 1933 et 1934 quelques discussions acharnées, dans lesquelles d'un côté H. Mortensen (1934) et H. Poser (1934) citent des observations et des considérations contre la théorie de la convection, tandis que, de leur côté, K. Gripp et W. Simon (1933, 1934a) ainsi que A. Dücker (1933 a, b) la défendent. Les arguments de H. Mortensen contre le transport de pierres très lourdes semblent en effet avoir quelque fondement. Mais lorsque H. Mortensen et H. Poser (1933) croient que leurs arguments devraient éliminer de la discussion la conception de Low—Gripp, une telle affirmation est bien trop hardie. Ceci apparaît déjà dans deux écrits

de K. Gripp et de W. Simon (1933, 1934b), où la formation de *Brodelboden* est démontrée par l'expérience. A ce propos, une constatation très importante a été formulée mais qui, malheureusement, n'a été que peu prise en considération. K. Gripp et W. Simon (1933, p. 438; 1934a, p. 285) insistent sur la signification de la démixtion de la suspension en circulation. Dans les mêmes écrits ils expriment cette idée essentielle d'une manière plus précise: „L'objection de Mortensen, que si la suspension est épaisse, l'accroissement de densité de l'eau est annulé ou même surpassé par la diminution de densité des particules solides, semble fatale pour la théorie de Low. Mais il s'est avéré que les parties de la suspension qui se déplacent le long de la surface libre, y abandonnent de l'eau et s'épaississent jusqu'à la limite inférieure de la circulation. Pour une suspension à teneur en eau de 21% (en volume) une perte d'eau de 0,02% entraîne pour le bord de la suspension une augmentation de densité du même ordre de grandeur que, pour les particules solides, la baisse de densité par échauffement de 0 à 4°. Il en résulte que la convection du sol dégelé est conditionnée par l'augmentation de densité due à l'épaississement de la suspension à la surface". En 1952, K. Gripp a publié un autre travail intéressant sur ce problème.

Th. Sørensen (1935) traite d'une manière approfondie la formation d'une convection par la plus grande teneur en eau des couches inférieures.

La même année, 1933, où K. Gripp et W. Simon publiaient pour la première fois leurs expériences sur le *Brodelboden* et indépendamment d'eux, est apparu au Japon le travail de Hudino Yonekita (1933): „Thermal convection of liquid, laden with some powder". Les résultats de ce travail concordent dans l'ensemble avec les conclusions de Gripp—Simon et avec celles, postérieures, de V. Romanovsky.

W. Dege, à la suite de ses expéditions au Spitzberg en 1935—36, a admis la théorie de Högbom pour les sols polygonaux de type homogène.

Dans son ouvrage, en 1933, par ailleurs très intéressant, H. Steche fait, le premier, des considérations vraiment quantitatives sur la théorie de la convection à partir de la formule de Rayleigh. En réalité, les valeurs introduites par lui n'ont pas été directement mesurées sur de vrais sols polygonaux, mais fournies par comparaison avec des matériaux analogues. H. Steche en arrive à la conclusion que la convection pourrait intervenir, mais qu'elle nécessiterait pourtant des conditions vraiment idéales. H. Steche n'écarte pas la possibilité de la convection, mais lui-même ne s'en tient pas à elle.

La théorie de la convection reçut un appui notable par les travaux du physicien V. Romanovsky qui travaillait, dès 1937, au laboratoire de Mécanique des fluides de l'Université de Paris sur des sols polygonaux artificiels,

produits — à petite échelle — dans de petites cuvettes. Ses premières publications à ce sujet sont parues en 1939 (Romanovsky 1939 a, b). Lorsque, la même année, V. Romanovsky arriva au Spitzberg, en mission scientifique, il réalisa des expériences systématiques pour se rendre compte si la théorie de la convection était applicable aux sols polygonaux. Comme le montre sa publication de 1940 (Romanovsky 1940 a, b), il trouve qu'il y avait concordance entre ses observations et expériences et les considérations théoriques. Dans cette publication de V. Romanovsky et dans les suivantes (1941 a, b), il se trouve un ensemble d'observations détaillées faites au Spitzberg pour confirmer la théorie de la convection: rapport entre le diamètre moyen du polygone et la profondeur du pergélisol (sol gelé permanent); disposition des pierres au-dessus et à l'intérieur du sol; mesures de température à grande échelle; mesures sur la distribution des grandeurs de grain. Entre le diamètre moyen du polygone et la profondeur du pergélisol, le rapport trouvé par lui est de 1,5 à 2,0, donc nettement inférieur à celui donné par A. Low et par K. Gripp. Le détail des mesures, ainsi qu'une figure dans la publication de K. Gripp (1952), semblent montrer que le rapport réel est proche des valeurs données par V. Romanovsky.

La publication de V. Romanovsky (1941 a) mérite un intérêt spécial. Tandis que H. Steche (1933) fondait ses études sur la validité du critère de Lord Rayleigh sur des évaluations par comparaison, V. Romanovsky, dans sa publication de 1941, fonde ses études du critère de Rayleigh sur des observations précises. A cet effet, il a soigneusement mesuré toutes les grandeurs nécessaires avec des appareils construits en partie spécialement dans ce but (Romanovsky 1941 c; Bourcart, Florentin et Romanovsky 1941). Les mesures ont été faites soit directement au Spitzberg, soit sur des échantillons ramenés au laboratoire. Ces mesures intéressent le type hétérogène et le type homogène. Il en arrive à la conclusion que la condition de Lord Rayleigh est remplie, la certitude étant même dépassée de quelques puissances de 10.

Dans la suite, on a encore beaucoup discuté sur la théorie de la convection, jusqu'à présent, on n'est pas encore tombé d'accord. La forme „classique" qui ne se base que sur la différence de densité due à la différence de température n'a plus beaucoup de partisans. A côté des auteurs déjà cités plus haut, d'autres auteurs défendent actuellement, sous l'une ou l'autre forme, la théorie de la convection. Citons parmi d'autres Shiskine (1948), Malaurie (1949), Moret (1953). J. Malaurie explique la formation des sols polygonaux sous-marins observés, par convection due à une différence de température et à une différence de teneur en sel. Beaucoup de voix critiques se sont élevées dans les dernières années contre la théorie

de la convection. A côté des publications déjà mentionnées, citons encore quelques argumentations opposées approfondies.

A. Jahn (1945—46, p. 87) rejette la théorie de la convection en se basant sur des séries de mesures précises de température. P. Bout décrit en 1953 (p. 200), quelques observations en Islande défavorables à la théorie de la convection. J. Corbel (1954) n'a trouvé aucun cas de convection lors d'expériences précises et adaptées aux conditions naturelles. G. Furrer (1954), H. Poser (1954, p. 73) et W. Hempel (1955) rejettent la théorie de la convection à la suite d'expériences sur la répartition des pierres dans les sols polygonaux.

THEORIES EVOQUANT LES FISSURES DE RETRAIT, FISSURES DE DESSICCATION,
FISSURES CREEES PAR CHANGEMENT THERMIQUE ET FISSURES PAR DEGEL

Commençons l'étude historique des théories basées sur la formation de fentes de retrait par des considérations de mathématique statistique. Ces considérations mathématiques sont valables d'une manière générale et pas seulement pour des sols polygonaux formés de telle ou telle manière. Cependant, il semble justifié de les exposer à cette place parce qu'elles sont des plus significatives pour la formation des fentes de retrait, et surtout parce qu'elles sont très importantes pour la discussion de ces fentes de retrait.

M. Matschinski (1954) a, le premier, trouvé dans ses „Considérations statistiques sur les polygones et les polyèdres” la relation statistique fondamentale entre le nombre moyen de côtés par face, et le nombre de côtés par sommet pour des polyèdres (voir ci-dessous). Dans le même article, il a montré les relations mathématiques précises entre ces grandeurs.

A côté de cet ouvrage, citons encore une publication de C. Smith (1954) parue la même année, qui s'occupe aussi de considérations statistiques sur les réseaux polygonaux et qui montre à titre d'illustration une série de bonnes reproductions.

Pour les considérations suivantes, la formule (12) tirée de la publication de M. Matschinski (1954) convient parfaitement, de même que les figures 2 et 3 illustrant cette formule. La formule (12) de M. Matschinski se rapporte à un polyèdre quelconque avec une surface bidimensionnelle et elle s'écrit: $\bar{n} = \frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} \left(1 - \frac{2}{f}\right)$ ou \bar{n} est la moyenne arithmétique du nombre de côtés d'un seul polygone; $\bar{\mu}$ la moyenne arithmétique du nombre de côtés se touchant en un sommet; f le nombre total des faces du polyèdre.

Dans le cas d'un réseau hexagonal plan la formule donne pour $\bar{n} = 6$ la valeur $\bar{\mu} = 3$, comme le cas plan peut être considéré comme un polyèdre dégénéré à l'infini, $\frac{1}{f}$ étant donc égal à zéro. Pour un réseau tétragonal plan,

on a pour $\bar{n} = 4$, la valeur $\bar{\mu} = 4$. L'importance de cette formule (12) réside principalement dans le fait qu'elle n'est pas seulement valable pour les réseaux réguliers, mais aussi pour des réseaux irréguliers. Le réseau hexagonal irrégulier ($\bar{n} = 6$) et le réseau tétragonal irrégulier ($\bar{n} = 4$) sont, dans la suite, d'une importance particulière.

L'historique des théories qui expliquent la formation des sols polygonaux par formation de fentes, ne se laisse pas décrire d'une manière aussi continue que celui de la théorie de la convection. En effet, les fentes peuvent prendre naissance pour des raisons diverses: contraction par dessiccation, contraction thermique ou contraction par dégel, éclatement par des fentes de glace en coin, etc... Une autre complication s'ajoute du fait que beaucoup d'auteurs considèrent la formation de fentes comme l'origine unique ou prédominante des sols polygonaux du type homogène; par contre, ils font appel à d'autres explications pour le type hétérogène.

Déjà dans la remarque citée plus haut de von Baer (1838a), en 1838, la formation de polygones est attribuée à la formation de fentes par dessiccation. Très intéressantes sont les explications de Wulff (1902, pp. 82, 83, 84) dans le livre cité plus haut. Il écrit; „Si la dessiccation progresse, le sol déjà amené à la consistance d'une masse compacte, ne peut plus se tenir tout d'une pièce sans que la cohésion entre ses particules ne soit rompue. De longues fentes de dessiccation se forment alors aux points de moindre résistance et ces fentes se recoupent, de sorte que 3 fentes concourent, avec une rigueur presque mathématique, en un même point. Les polygones ainsi formés sont le plus souvent à 5 ou 6 côtés”.

Comme le montrent ses photographies (photo 1 et 2) il ne se présente presque des hexagones, ce qui est en accord avec le fait que 3 côtés se touchent en un sommet.

Page 84, Th. Wulff écrit: „La plupart des botanistes qui ont eu leur attention attirée sur les sols polygonaux estiment à bon droit que le facteur qui provoque la formation du sol polygonal est la sécheresse”. Wulff n'attribue au gel qu'un rôle accessoire. Il affirme expressément que l'explication par dessiccation n'est valable que pour les sols polygonaux „vrais” (= homogènes).

Page 313 de son ouvrage cité ci-dessus, B. Högbom (1914) écrit „L'interprétation générale des participants à l'excursion du Congrès géologique international au Spitzberg en 1910, au cours de laquelle le phénomène fut l'objet d'un vif intérêt, fut que — comme le dit Sapper (1912) — les réseaux de pierres représentent des fentes de dessiccation, où les pierres sont tombées”. B. Högbom rejette cette explication. L'explication des sols polygonaux du type homogène par des fissures de dessiccation est encore soutenue actuellement, mais cependant pas de la façon exclu-

sive qui se trouve par exemple chez Th. Wulff. Il existe à ce propos beaucoup de théories mixtes qui ne se laissent que difficilement classer en catégories.

V. Romanovsky et A. Cailleux ont, en 1942, comparé sols polygonaux et réseaux de fentes de dessiccation et ont trouvé un grand nombre de différences qu'ils ont rangées dans un tableau très clair. Ce tableau, de même que les photographies montrées dans le même exposé, démontre d'une manière convaincante la différence entre les sols polygonaux et les fentes de dessiccation courantes. De même, A. Jahn a, en 1950, insisté sur la différence entre ces deux phénomènes. La question décisive est cependant de savoir si — et dans quelle mesure — les fentes de dessiccation dans toutes les régions et pour tous les matériaux, présentent les indices cités dans la table de V. Romanovsky et A. Cailleux. Les fentes de dessiccation se formant habituellement à notre latitude ne méritent certainement pas la désignation de „sols polygonaux”. Il est pourtant possible que, dans des conditions spéciales, les fissures de dessiccation présentent des formes constituées d'hexagones à peu près réguliers.

De telles conditions spéciales peuvent être de nature climatique ou, par exemple, être fournies par des recouvrements de boue répétés, suivis de dessiccation (voir Th. Wulff 1902, p. 83), ou par exemple par l'érosion de l'eau. Selon C. Elton, en 1927, des polygones de dessiccation convexes bombés peuvent aussi se former sans le concours du gel; ceci pour des raisons diverses dont l'une serait l'érosion. J. Rousseau, en 1949 défend l'opinion que, lorsqu'une „surface se rétracte et se fendille les éléments de cette mosaïque nouvelle prennent la forme polygonale, la forme la plus simple pour des éléments accolés”. A. Cavaillé, en 1951 adopte l'explication des sols polygonaux par fentes de dessiccation. En 1954, J. Corbel écrit: „Nos expériences ont confirmé ce que nous avons observé si souvent dans des grottes, dans les étangs des Dombes ou au Spitzberg: la figure normale de dessiccation de l'argile est bien l'hexagone. C'est la figure d'équilibre d'un corps qui se rétracte aussi bien que d'un corps qui se contracte”. A cette époque J. Corbel croit que les grandes pierres sont transportées vers les fissures par des tremblements de terre; depuis, il n'a jamais repris cette hypothèse. Des expériences détaillées avec des fentes de dessiccation ont été faites par A. Corte (1961).

La dessiccation peut être liée à des circonstances particulières et à des influences supplémentaires. C'est alors une question de définition de préciser dans quels cas on parle encore de la dessiccation comme l'origine principale, et dans quels cas on parle déjà d'origines diverses. Cette question est surtout critique s'il y a action concomitante de gel. Le gel comme origine consécutive peut être prédominant pour la formation de fentes tandis que

les fentes de dessiccation ne livrent que le point de départ, relativement négligeable pour la pénétration du gel. Au sujet de la participation de la dessiccation à la formation de sols polygonaux les avis ne se partagent souvent que sur la question quantitative: quelle importance faut-il attribuer à la dessiccation et quelle importance faut-il attribuer aux autres origines? A. L. Washburn (1950), qui a analysé les arguments courants donnés au sujet des fentes de dessiccation, a tendance, à la suite d'observations et d'expériences personnelles, à attribuer un rôle essentiel au changement fréquent d'humectation et de dessiccation.

Lorsqu'un sol gelé se refroidit notablement, la contraction thermique mène finalement à la formation de fentes en hiver. Dans le climat produisant ce genre de fentes, très souvent ces fentes se remplissent, au printemps, de glace en forme de coin (*Eiskeilspalten*, *ice-wedges*). L'hiver suivant, le processus recommence, la fente s'élargit. La formation de fentes de nature thermique et la formation de coins de glace constituent donc deux origines, souvent à peine séparables, d'un phénomène fréquent dans les régions arctiques de climat continental connu depuis longtemps sous le nom de fentes en coin (*Taimyrbpolygone*).

Les premières citations de fentes en coin se trouvent déjà en 1823 chez A. Frigurin (p. 275—276), en 1838b chez K. von Baer (p. 403) et en 1884 chez A. Bunge (p. 444—445). La première description détaillée et la première explication de ce phénomène, ainsi que des études quantitatives à ce sujet se trouvent en 1915 chez K. Leffingwell. Selon K. Leffingwell se trouve une „tendance naturelle vers la forme hexagonale bien que des rectangles et des pentagones soient souvent développés”.

Par contre, L. Weickmann a montré en 1932 des photographies de structures tétraogonales prises d'un Zeppelin en Sibérie. Plus récemment, R. F. Black (1952) a fait un rapport plus détaillé sur les fentes en coin et il a confirmé dans une large mesure, par des études quantitatives l'explication de K. Leffingwell (formation de fentes de contraction thermiques avec pénétration consécutive de coins de glace). R. F. Black considère la forme hexagonale comme la forme normale; les formes tétraogonales seraient dues, selon lui, à l'action concomitante de la pesanteur sur terrain incliné ou à l'action d'autres circonstances accessoires. Des observations analogues — mais relatives à des réseaux de dessiccation — ont déjà été faites par K. Sapper en 1912 (p. 262). Des observations intéressantes sur les fentes en coin ont été faites par l'expédition allemande au Spitzberg 1959—60 (J. Büdel, F. Wilhelm. Voir J. Büdel 1960; voir aussi F. Zeuner 1959, p. 31—32).

Dans cet exposé, les fentes en coin ne sont intéressantes que du point de vue le leur relation possible avec les sols polygonaux. Des considérations

importantes à ce sujet se trouvent chez A. Cailleux et G. Taylor (1954, p. 69—70), où, d'une part la différence fondamentale entre fentes en coin et sols polygonaux est nettement soulignée; mais, d'autre part il y est expliqué d'une manière convaincante que, pour la formation de vrais sols polygonaux, à côté de la ségrégation de la glace et de la dessiccation, il peut y avoir influence de la contraction thermique et des coins de glace, la formation des coins de glace contribuant au bombement des sols polygonaux et, par là, au glissement des pierres dans les fossés latéraux. Une explication combinée analogue des sols polygonaux est défendue en 1955 par J. Schmid dans son livre très remarquable.

Des observations intéressantes sur l'origine de la régularité des fentes de retrait et sur les dimensions des réseaux polygonaux ont été faites par P. Bout. Dans deux publications parues en 1953, P. Bout exprime l'opinion qu'une pression antérieure à la contraction est essentielle pour la régularité de fentes de retrait (voir P. Bout 1953 a, p. 75—76) et que „plus les pressions exercées avant l'apparition des réseaux sont fortes, plus les mailles de ceux-ci sont étroites” (P. Bout 1953 c, p. 222). Pour justifier ces conclusions, P. Bout cite les réseaux polygonaux offerts par les argiles prismées au contact des basaltes en Velay. Ces réseaux „offrent une fissuration polygonale à petites mailles (0,01—0,08 m) dont la régularité est souvent très accusée”. L'explication proposée par P. Bout est la suivante: „Au contact des laves chaudes, ces argiles maintenues en quelque sorte en vase clos n'ont pu se dilater”, et par conséquent, „leur tension interne a dû croître assez considérablement”. P. Bout écrit (1953 c, p. 217): „Les cellules des argiles simplement desséchées à l'air ont un diamètre beaucoup plus grand que les prismes d'argile cuite”. Cette dernière loi, „plus les pressions au préalable sont fortes, plus les mailles des réseaux sont petites”, P. Bout l'a vue confirmée si les pressions sont causées au préalable par les forces du gel (voir P. Bout 1953 d, p. 16 et 1953 b, p. 200—202). En effet, il a observé que les polygones sont d'autant plus petits que la teneur en eau est plus grande et que l'action du froid est plus douce, parce que ces derniers facteurs causent une forte ségrégation de glace et, par là, une forte pression.

Le sol gelé subit, par le dégel, une diminution de volume, ce qui peut aussi conduire à la formation de fentes de retrait. E. Cholnoky, en 1911 (p. 130—131) et A. Penck en 1912 (p. 245), furent les premiers à considérer ce phénomène comme à l'origine des sols polygonaux. F. Nansen a rejeté, en 1922 (F. Nansen 1921), l'explication de la formation des sols polygonaux homogènes par dessiccation, d'une part parce qu'ils n'apparaissent que dans des régions froides, d'autre part parce que leurs fissures restent assez uniformément ouvertes bien que la masse du sol soit toute imbibée

d'eau. F. Nansen explique la formation des sols polygonaux homogènes de la manière suivante: au dégel, la couche supérieure se contracte en formant des fentes et des cellules à surface bombée. Les fentes ainsi formées peuvent, d'une part être lavées par l'eau et élargies de cette façon et, d'autre part, par congélation de l'eau elles peuvent se remplir à partir de coins de glace qui empêchent le sol en congélation de refermer les fentes formées. Tandis que F. Nansen explique la formation des sols polygonaux hétérogènes autrement (voir plus loin), F. Klute applique, en 1927 (p. 96—97), comme d'une manière analogue déjà A. Penck en 1912, l'explication précédente aux sols polygonaux hétérogènes, en considérant comme facteur de triage le soulèvement des pierres. Plus récemment, l'influence de la contraction par dégel est décrite en 1954 par Gadbois (p. 29).

Une contribution très importante à la question de la naissance de sols polygonaux par formation de fissures de contraction vien de M. Matschinski en 1952. M. Matschinski montre pourquoi la forme hexagonale est souvent favorisée lors de la formation de fentes de contraction, et sous quelles conditions il y a tendance à la formation de réseaux d'hexagones à peu près réguliers. Son explication est aussi simple que convaincante. D'abord M. Matschinski examine le cas où deux fentes transversales en évolution se développent simultanément vers leur point de rencontre. Lorsque les deux fentes se sont rencontrées, les tensions donnant naissance aux deux fentes se superposent pour former une résultante commune. Cette résultante donne naissance à une fente qui — dans le cas idéal — se trouve sur la bissectrice de l'angle obtus formé par les deux fentes initiales. Ainsi, en chaque point se touchent trois fentes formant trois angles dont les deux plus grands sont à peu près égaux. Or, cela signifie qu'aucun des angles formés n'est très différent de l'angle de 120° d'un hexagone régulier.

D'autre parte, M. Matschinski examine le cas où une fissure se développe transversalement vers une fissure déjà complètement formée. Quand la fissure en évolution atteint la fissure formée, les forces qui la propagent disparaissent et son développement est arrêté. En cette formation non simultanée de deux fentes il se forme un angle de 180° , parce qu'il est statistiquement improbable que la fissure en évolution rencontre la fissure formée à un endroit où celle-ci fait un coude brusque. Lorsqu'un système présente de nombreux points avec une angle plat cela signifie naturellement une forte divergence du réseau régulier. Mais ce qui est essentiel c'est que, même dans ce cas, il ne se rencontre que trois fissures en un point, propriété qui, selon les considérations mathématiques de Matschinski, est l'indice non équivoque d'un réseau hexagonal. En réalité, un réseau hexagonal irrégulier peut, par l'action longue de forces de compensation et d'équilibre, se transformer d'une façon continue en un réseau hexagonal régulier. Les

mesures statistiques de V. Conrad en 1946 (p. 283—291) sur des sols polygonaux prouvent que la forme hexagonale et la formation des angles entre 120° et 130° sont favorisées.

Particulièrement dans le groupe des fentes de retrait il est impossible de désigner un certain genre de contraction comme étant la caractéristique de toutes les espèces de sols polygonaux. Très souvent la contraction par dessiccation, par refroidissement et par dégel et, occasionnellement, le remplissage des fentes par des coins de glace, agissent en même temps; l'influence des différentes composantes étant variable d'un cas à l'autre.

Certains auteurs y ajoutent l'influence de la poussée du gel (*Frostschub*). La littérature récente fait apparaître qu'on a renoncé à raison, à vouloir expliquer le problème varié des sols polygonaux et des sols striés par un effet physique unique.

THEORIES EVOQUANT L'ACTION DU GEL; 4 CATEGORIES
(CANAUX A GLACE, SOLIFLUXION, DECOMPOSITION, SEGREGATION, ETC...)

L'opinion la plus répandue aujourd'hui est que la formation des sols polygonaux est due en majeure partie à différents processus lors du gel et du dégel de l'eau contenue dans le sol.

Les processus physiques, lors du passage de l'eau de l'état liquide à l'état solide, sont très compliqués, en particulier quand l'eau est partie constituante d'un système à plusieurs phases. On sait depuis longtemps qu'il se produit, pendant le gel du sol mouillé des processus de démixtion qui influencent la structure du sol bien plus que l'accroissement de volume de 9% lors du gel de l'eau pure.

Le changement d'un système eau—terre par le gel peut être dû, ou bien à une variation continue de la teneur en eau, ou bien, d'une manière discontinue, à la formation de glace pure. Le premier cas — qui est par exemple celui de la diminution de la teneur en eau dans un sable grossier (diamètre du grain: 0,5—0,05 mm) — n'a qu'une importance pratique minime. Des corps de glace pure peuvent se former à la surface d'une couche de terre mouillée et sont alors, généralement, en forme d'aiguilles de direction perpendiculaire à l'isotherme 0°C ; ce phénomène est surtout très fréquent en montagne et connu sous le nom de *Kammeis* ou de *Pipkrakes*. Pendant une seule nuit claire les aiguilles de glace peuvent atteindre une longueur de plusieurs centimètres et soulever de petites pierres et de la terre sèche.

Des corps de glace pure peuvent aussi se former à l'intérieur d'un matériel granuleux fin et mouillé (diamètre du grain $< 0,05$ mm), en particulier lorsque le froid pénètre lentement et plusieurs fois. Contrairement au

Kammeis, ces corps, se développant lentement à l'intérieur d'un matériel mouillé, forment des lentilles ou des fibres parallèles à l'isotherme de 0°C , donc normalement horizontales. C'est pourquoi on les appelle „*lentilles de glace*”. Ces lentilles de glace, comme le „*Kammeis*”, puisent l'eau nécessaire à leur formation dans le sous-sol mouillé non gelé. Ainsi, la teneur en eau moyenne des couches où se forment les lentilles augmente considérablement. Cependant, un matériel granuleux trop fin (diamètre du grain $< 0,005\text{ mm}$) a une perméabilité capillaire tellement petite que la succion d'eau du sous-sol — et donc la formation de lentilles — est très retardée. La formation de lentilles est un ennemi redoutable des routes; c'est pourquoi dans les dernières décades on l'a étudiée à fond et il semble que, dans les dernières années, on ait trouvé une explication théorique.

Les progrès réalisés au cours du siècle dernier dans les observations, les expériences et les explications théoriques concernant les processus décrits ne peuvent être qu'effleurés ici:

Déjà en 1888 se trouvent dans un livre de A. Lehmann (1888, p. 347—349), des citations précises de descriptions de *Kammeis* (*farriges Eis*) par différents auteurs (Doenitz, K. Koch) et (p. 350) une explication physique du *Kammeis*. L'idée fondamentale de cette explication — appliquée à la formation de *Kammeis* et de lentilles de glace — est encore défendue actuellement dans une forme plus précise et plus fondée (voir G. Kretschmer 1958). Ce point de vue semble conforme aux faits et se laisse caractériser de la manière suivante: entre la couche de glace et les grains du sol se trouve un mince film d'eau liquide qui, en raison de son adhésion forte à la glace et de sa cohésion, n'est pas exprimé. Dans la mesure où ce film perd des molécules liquides par congélation à la face supérieure il retire de l'eau du bas. Selon E. Schenk (1955 a, p. 31—32) la grande adhésion de l'eau à la glace est due principalement à la grande différence de la constante diélectrique de l'eau ($\epsilon = 81$) et de la glace ($\epsilon = 2—3$). En 1955 b, E. Schenk, étudie d'une manière approfondie la question de l'apport d'eau vers les lentilles en développement et se base à cet effet sur des études de P. Vageler (1932). D'après les études précises de E. Schenk la formation de glace n'est due à l'eau capillaire présente qu'au début; lorsque la teneur en eau diminue, la formation de glace est due à l'eau d'hydratation qui suit (c'est le fil d'eau entourant chaque grain) et finalement seulement à la vapeur d'eau.

En 1897—98, E. Wollny, a fait des expériences avec des sols gelés. St. Taber a réalisé en 1929, et 1930, expérimentalement la formation de couches de glace pure dans des échantillons de sol granuleux fin et il a mentionnée l'influence de la vitesse de gel. D'autres expériences intéressantes et leur interprétation ont été réalisées dans la suite par G. Beskow

(1930, 1935), A. Casagrande (1934), A. Dücker (1939, 1940, 1948) et bien d'autres (par exemple: A. E. Corte 1961). Le résultat de ces expériences est qu'on a aujourd'hui des données quantitatives précises sur la tendance à la formation de lentilles de glace (et par là la gélivité) dans les sols les plus divers.

Une conséquence de la formation de lentilles est le transport des pierres vers le haut. Cella peut se produire de trois manières différentes: premièrement (d'après A. Hamberg 1915) du fait que pendant le gel, le sol se soulève à cause de la formation de lentilles de glace en soulevant en même temps les pierres. Quand le sol retombe lors du dégel, les pierres ne peuvent s'enfoncer parce qu'elles reposent sur des couches encore gelées. Deuxièmement, du fait que les couches supérieures en congélation soulèvent la pierre comme par une pince, tandis que le vide formé sous la pierre se remplit de substrat encore non gelé (voir H. Poser 1933, p. 114). Troisièmement, du fait que les pierres sont directement soulevées par le Kammeis ou les lentilles de glaces qui se développent sous elles (d'après B. Högbom 1914, p. 305.).

Des considérations multiples sur les effets du gel du sol se trouvent par exemple chez A. Cailleux et G. Taylor en 1954, et chez J. Schmid en 1955.

L'ensemble de toutes les théories qui expliquent la formation de sols polygonaux par l'effet du gel est tellement varié qu'il faut le partager en groupes. Les divisions usitées jusqu'à présent ont généralement le désavantage que les divers groupes, partiels dans l'ensemble, ne fournissent pas une vue logique complète. Pour éviter ce défaut, nous avons essayé de partager les théories en deux groupes principaux avec chacun deux sous-groupes:

A1 — La pression du gel est négligeable, la pesanteur est négligeable,

A2 — La pression du gel est négligeable, la pesanteur est essentielle,

B1 — La pression du gel est essentielle, la pesanteur est négligeable,

B2 — La pression du gel est essentielle, la pesanteur est essentielle.

En fait, on devrait ranger sous B1 la formation de fentes au dégel du sol gelé, cependant nous avons déjà considéré ces processus dans le chapitre précédent.

Groupe A1

D'après le tableau précédent ce groupe comprend les théories qui ne se basent ni sur l'action de la pression du gel ni sur l'action de la pesanteur. On peut partager ces théories en deux catégories: pour les unes le gel agit sous la forme mécanique, pour les autres sous la forme chimique.

G. De Geer en 1904 (p. 465—466) se représentait la formation des sols polygonaux du type hétérogène de la manière suivante. Selon lui, dans un système de fentes hexagonales, l'eau circulerait en principe sur un sous-sol gelé en libérant ainsi par lavage les plus grandes pierres. G. De Geer parle par ailleurs encore de l'action du gel sans qu'il apparaisse clairement de quelle manière elle a lieu. W. Meinardus exprime (1912a, p. 25) l'opinion que la boue entre les pierres serait emportée par l'eau de fusion, les amas de terre fine restant plus longtemps gelés en se conservant ainsi. Au dégel, des îlots de terre fine, l'eau de fusion s'est déjà écoulée. J. Huxley et N. Odell en 1924 (p. 220—222) considèrent l'action concomitante d'une couche gelée sous la surface comme importante: à leur avis, il se forme sous les murailles de pierres (à cause de leur conductibilité calorifique plus grande) des canaux dans la couche gelée, canaux où coule l'eau de fusion emmenant le matériel fin; par contre la capillarité des îlots de boue est tellement grande que ceux-ci ne sont pas lavés par l'eau. Dans une forme un peu différente cette idée a trouvé récemment une confirmation éclatante par les observations de A. L. Washburn en 1956b. A. L. Washburn décrit le *patterned ground* qui se trouve le long de la zone limite de la calotte glaciaire du Groenland. Il a observé qu'il se formait dans les débris des polygones du type hétérogène tant que les débris reposaient sur la glace du glacier. Sous les pierres amassées à la périphérie il trouva des canaux pratiqués dans la glace où circulait l'eau de fusion, transportant du matériel granuleux fin. A. L. Washburn conclut que les canaux pratiqués dans la glace sous les pierres causent le départ par lavage du matériel fin; les pierres bordant ces canaux glissant dans ces derniers. A. L. Washburn dit qu'il s'agit pour les polygones ainsi formés de formes inhabituelles qui présentent en outre divers particularités: par exemple il a observé de telles formes sur une pente de 5° et constaté que les pierres aux lisières avaient une tendance à la position couchée. Très intéressante est l'opinion formulée ensuite par A. L. Washburn que les cycles gel—dégel amènent par la suite une amélioration du dessin.

Le groupe A1 comprend aussi une théorie essentiellement développée par A. L. Washburn en 1950 (p. 34—39) la théorie cryostatique. Pendant la pénétration du gel il se forme, d'après cette théorie, dans des poches de matériel encore non gelé une pression hydrostatique notable. Sous l'effet de cette pression le matériel visqueux dans les poches non gelées exerce une poussée vers le haut et déforme ou brise la surface gelée. On pourrait aussi placer la théorie cryostatique dans le groupe B1 puisque la poussée dans les poches est due à la dilatation du matériel voisin en congélation; elle sera mentionnée de nouveau deux chapitres plus loin en relation avec mes propres considérations.

La signification de l'effet chimique du gel lors de la naissance des sols polygonaux a été soulignée par H. Steche (1933, p. 229—238). Selon H. Steche le gonflement colloïdal du sol par admission d'eau au printemps serait une force essentielle. A ce sujet, il ne s'agit pas de l'admission d'eau dans les interstices en raison des forces capillaires, mais de l'admission d'eau par les particules elles-mêmes, un processus qui est naturellement lié à un certain matériel comme l'argile ou l'humus. Le processus inverse causant la contraction est selon H. Steche de nature chimique: il se forme dans le sol mouillé des cristaux de glace, qui (d'après les lois des solutions salines en congélation) ne comportent pas de sel. Par conséquent la teneur relative en sel de l'eau liquide s'accroît. Cette solution de sel de haute concentration agit sur le sol et le coagule et ainsi il perd sa structure colloïdale. La conception de H. Steche n'est pratiquement plus défendue aujourd'hui: Dans la mesure où on attribue aujourd'hui encore quelque importance au gonflement colloïdal, on considère la dessiccation comme le processus inverse du gonflement. Comme effet physico-chimique essentiel du gel dans le sol on considère aujourd'hui la ségrégation de la glace.

Groupe A2

Le phénomène le plus général et le plus connu de ce groupe est la *solifluxion* (notion d'après J. Anderson 1906). Selon la définition donnée par E. Schenk (1955), la solifluxion est définie comme: „l'écoulement du sol, sous l'effet de la gravité, quand le sol enrichi en eau lors du gel, vient à dégeler et se trouve sursaturé en eau”.

Comme il a été dit au début, on reconnaît depuis O. Nordenskjöld (1907), et cela a été souvent confirmé depuis (comparez par exemple: K. Sapper 1912, p. 265; B. Høgbom 1914, p. 332—335) la solifluxion comme origine de la formation des sols striés. Cette conception est aujourd'hui largement reconnue — la seule conception notable qui lui est opposée est l'explication des sols striés comme sillons de fusion (*Schmelzwasserfurchen*; voir: W. Ule 1911, p. 256—257; E. Flohr 1935; A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 52—53; L. Lliboutry 1955, 1961). De faux sols striés sur terrain plan sont décrits par H. Kinzl (1946).

H. Kinzl montre dans ses publications en 1928, et 1946, une série de sols polygonaux „azonal” (d'après C. Troll) qui reposent sur des moraines de glaciers en régression et qui donc se sont formés à des périodes qu'on peut situer avec précision. Par ses observations et par des mesures répétées périodiquement sur des pierres marquées H. Kinzl en vient à la conclusion que les sols polygonaux observés par lui se sont formés très rapidement, par l'écoulement de la bouillie liquide des moraines. H. Kinzl

(1928, p. 262) a souvent trouvé sous le centre de polygones une grande pierre et il semble supposer — sans entrer dans les détails — que pendant l'affaissement, le matériel est dirigé par cette pierre périphériquement vers l'extérieur. Un développement ultérieur des sols polygonaux — comme il est affirmé par H. Poser (1954) — n'a pas été observé par H. Kinzl.

Peut-être les observations et suppositions de H. Kinzl trouvent leur explication exacte dans une théorie qui est apparue plus récemment et qui repose sur les vitesses de fusion différentes d'une couche de glace se trouvant sous la surface: R. Sharp (1949, p. 298—300) a fait des observations et des considérations sur la fusion de la glace des glaciers recouverte de débris. Il a montré comment l'épaisseur variable et la structure du matériel recouvrant la glace causent une fusion inégale de la glace et par là conduisent à la formation de petites buttes et de petites crêtes.

A. E. Corte a remarqué que les processus précédents peuvent conduire à la formation de sols structurés. Il a publié ses expériences et ses considérations à ce sujet en 1959 sous le titre: „Experimental formation of sortet patterns in gravel overlying a melting ice surface”. De nombreuses photographies montrent que A. E. Corte a effectivement réussi à représenter des polygones bien formés par des expériences simples: il a recouvert inégalement une couche de glace avec du matériel hétérogène et il a pu observer lors du dégel en l'espace de quelques jours qu'il se formait, aux endroits où la couche de matériel était plus épaisse, de petites buttes de forme presque sphérique. En raison du triage par la pesanteur les pierres roulaient vers le bas en formant un rempart circulaire autour de la butte. A la longue, la butte s'affaissait alors et s'est surtout son matériel fin qui constituait l'intérieur du cercle de pierres. A. E. Corte a contrôlé ce processus sans interruption et en a donné la description suivante: là où la couche de glace est recouverte d'une couche de matériel particulièrement épaisse elle fond moins vite qu'ailleurs en raison de la meilleure isolation thermique. Tandis qu'ailleurs le matériel, posé sur la glace fondant plus vite, s'enfonce plus rapidement, aux endroits mieux isolés il ne s'enfonce que peu et forme donc par rapport au reste une butte. Pour exclure avec certitude l'action concomitante d'une ségrégation de glace dans le matériel utilisé A. E. Corte utilisa du sable non gélif.

Le processus décrit par A. E. Corte et son explication sont sans aucun doute impressionnants. Il est probable que ce processus, une fois assez avancé, est renforcé par les processus décrits par A. L. Washburn (voir plus haut) ou peut-être même remplacé par eux. La publication de H. Poser (1954), qui sera considérée plus loin, est favorable à l'hypothèse de A. L. Washburn dont la conception est que les polygones ainsi formés se transformeraient ensuite par d'autres processus.

Au groupe A2 appartient aussi la théorie artésienne dans la forme d'abord proposée de A. Miethe (1912, p. 243—244): l'eau de fusion qui s'infiltre dans les fentes du sol dégèle à certains endroits par le bas la surface supérieure encore gelée et passe à ces endroits, en traversant la surface, à l'air libre. En même temps elle transporte vers le haut de fines particules qui se déposent sur la surface pierreuse sous la forme de taches de boue. Plus récemment des observations du même genre ont été décrites par T. Paterson (1940, p. 125). La théorie artésienne est par nature liée à des conditions spéciales qui souvent ne sont pas remplies.

Groupe B1

Ce groupe comprend les théories qui attribuent la formation des sols polygonaux aux forces de pression par le gel, sans que la pesanteur agisse notablement. Ici, il faut situer la théorie de la pression radiale du gel (*seitliche Frostversetzung*), dont B. Högbom fut le premier défenseur en 1910.

Selon B. Högbom (1910, p. 53) le processus commence en des endroits qui, par un pur hasard, ont une teneur en matériel granuleux fin plus grande que leur voisinage. A cause de leurs forces capillaires, ces parties s'enrichissent particulièrement en eau et se gonflent pour cette raison davantage pendant le gel. En même temps les pierres s'y trouvant vers la périphérie sont repoussées radialement vers l'extérieur. Au dégel, le boue visqueuse se contracte de nouveau à cause de l'adhésion tandis que les pierres restent sur la périphérie. La répétition de ce processus conduirait selon B. Högbom à la formation de cercles de pierres et par la juxtaposition de beaucoup de ces cercles au sol polygonal. K. Sapper (1912), exprime une conception analogue dans ses considérations critiques sur la genèse des sols polygonaux.

W. Meinardus accepte en 1912 l'idée fondamentale de B. Högbom, il la développe encore et la complète par les considérations suivantes (Meinardus 1912a, p. 21—24). Ce sont souvent les pierres émergeant du sol où la température s'élève d'abord à cause de l'absorption du rayonnement solaire et de leur petite capacité calorifique. En même temps, leur voisinage dans un certain rayon dégèle tandis que le domaine à l'extérieur de ce rayon reste gelé. Quand le domaine dégelé autour de la pierre se congèle de nouveau, il exerce par tous les côtés une pression centripète contre la pierre, cette pression est d'autant plus grande que le rayon du domaine se congelant de nouveau, est grand. Si deux pierres sont assez proches pour que leurs domaines de dégel se coupent, cela a pour conséquence pendant un nouveau gel la réduction de la pression dans la direction venant de la pierre voisine. Ainsi la pression du côté opposé est plus forte et elle

pousse les pierres l'une sur l'autre, ce qui finalement conduit à une accumulation de pierres.

Plus récemment V. Conrad (1946) a repris la théorie de la pression horizontale-radiale du gel et a fait des considérations quantitatives à ce sujet. D'abord il montre par le calcul que d'après cette théorie, la vitesse de croissance des cercles de pierres augmente proportionnellement à leur diamètre et donc exponentiellement avec le temps. Dans le cas où plusieurs cercles de pierre arrivent à se toucher, il apparaît selon V. Conrad une lutte pour la vie („struggle for existence") au courant duquel les grands cercles absorbent les petits. D'après A. Trevor-Battye (1921), la poussée radiale est causée par des flaques de neige.

Dans la mesure où, dans la formation des sols polygonaux la décomposition se manifeste, elle est essentiellement de nature mécanique; en effet l'eau pénétrant dans les fissures des pierres et se congelant fait éclater par sa dilatation les pierres. C'est pourquoi on peut ranger les théories de décomposition sous le groupe A2.

Déjà W. Meinardus a mentionné en 1912b (p. 254—255) et en 1912a (p. 12), que beaucoup de pierres sont fissurées et se trouvent apparemment dans un stade de décomposition mécanique. Il estime qu'il se forme des îlots de terre à partir de pierres décomposées; ou bien elles se sont décomposées sur place ou bien leur matériel broyé s'est accumulé dans des dépressions planes. D'après F. Nansen (1921) les sols polygonaux de type hétérogène se forment par décomposition mécanique qui est due essentiellement à l'humidité subsistant sous de petites taches de neige. Si des dépressions se sont formées par ce processus de décomposition, les flaques de neige, selon F. Nansen, se conservent particulièrement longtemps dans de telles dépressions. C'est pourquoi à ces endroits le processus de décomposition s'accélère, ce qui conduit finalement à la formation de sols polygonaux. De même J. Huxley et N. Odell (1924, p. 220), soulignent l'importance de la décomposition des pierres par éclatement dû au gel et insistent à ce propos surtout sur le „self reinforcing process", selon lequel les particules plus fines, en raison de leur surface plus grande, conservent plus d'eau et se décomposent ainsi plus vite. La décomposition complète peut conduire des polygones hétérogènes aux polygones homogènes (voir J. Huxley 1925).

C. Elton (1927, p. 184—192) remarque que dans les couches situées sous la surface la teneur en eau et par conséquent la vitesse de décomposition est plus grande. C. Elton y voit une condition essentielle pour les processus de gel ultérieurs. De même R. Sharp (1942, p. 300) considère la formation d'îlots en matériel fin par décomposition comme un processus de départ important, qui est suivi par l'action du gel—dégel.

Groupe B2

Pour les théories de ce groupe, la pression du gel et la pesanteur sont essentielles. Ce groupe comprend beaucoup de théories avec des explications complexes. Ces théories se rapportent essentiellement aux sols polygonaux hétérogènes.

E. Chohnoky (1911, p. 130—131), pensait que les pierres se déplacent vers les côtés dans les fentes polygonales. Sous l'influence du gel et du dégel, ces fentes se ferment et s'ouvrent tandis que les pierres s'enfoncent toujours plus dans les fentes sous l'action de la pesanteur. Par compensation du matériel fin se déplace au milieu vers le haut. H. Eakin (1916, p. 80—81) il s'établit un vrai mouvement circulaire: la dilatation par le gel cause à la surface une dilatation radiale partant du centre des polygones, tandis qu'en bas, à la surface de la nappe souterraine, le gel partant des bandes de pierre exerce une pression vers le centre. Dans ce mouvement circulaire pulsatoire, les pierres sont déposées au bord des polygones. R. Douvillé, en 1916—17, compléta la théorie de la pression du gel radial de B. Högbom en ajoutant que la contraction de la boue au dégel causait un afflux de boue venant des régions voisines. La pression du gel et la solifluxion agissent donc alternativement.

Comme, pendant le gel, une couche sans interruption ne peut pas s'échapper par les côtés, elle se bombe d'après la théorie de A. Hamberg (1915), les pierres reposant sur cette couche glissent sous l'action de la pesanteur le long des buttes formées dans les dépressions en formant des cercles de pierre. Sous les bombements de la couche imperméable du matériel est entraîné par le bas et le processus peut ainsi, après chaque dégel, se poursuivre. Cette théorie élaborée en détail et basée sur des observations par C. Elton (1927), et P. Bout (1953 a, p. 73; 1953 c, p. 213), explique le bombement des polygones pendant le gel, comme étant à la fois le résultat de la dilatation verticale par ségrégation et de la pression vers les côtés. P. Bout relève que la pression qu'une couche humide en congélation exerce vers les côtés peut causer une déformation des couches juxtaposées et il appuie cette conception par des observations.

La pression du gel vers les côtés et celle dirigée vers le haut apparaissent souvent ensemble et il est alors presque impossible de distinguer laquelle des deux influences est la plus importante. Cette opinion est de plus en plus répandue et c'est pourquoi aujourd'hui en général on ne souligne plus beaucoup la différence entre pression horizontale et verticale du gel. Des discussions et des considérations personnelles concernant les théories de la pression du gel sont données par R. Sharp (1942, p. 248—301). Dans la suite nous citons quelques unes des premières publications qui considèrent la pression verticale de gel comme essentielle.

O. Nordenskjöld qui en 1907, fut le premier à défendre la théorie de la convection, fut aussi, en 1911, (p. 192) le premier défenseur de la théorie de la pression verticale due au gel. Il écrit que les îlots de terre entre les pierres seraient des *Frostbeulen*. Il les explique comme étant du matériel fin qui, sous l'action du gel, s'est particulièrement soulevé en raison de sa grande teneur en eau; pendant le soulèvement la pesanteur fait tomber les pierres vers les côtés. De même J. Frödin (1918, p. 21—27) attribue la formation des buttes en argile à la pression verticale du gel et considère certains endroits particulièrement minces dans le tapis végétal comme lieu d'origine de l'action particulièrement forte du gel.

Les expériences de S. Taber (1929—1930) attirèrent l'attention sur l'importance de la ségrégation qui fait que, pendant le gel, le sol se gonfle perpendiculairement à l'isotherme de 0°C, donc en général dans la direction verticale. Déjà en 1931, et de nouveau en 1936 M. Gignoux, se reportant aux expériences de S. Taber, a désigné l'ensemble du soulèvement vertical pendant le gel et des courants ascendants de l'eau du sous-sol comme „un moteur suffisamment puissant pour expliquer le bouillonnement des sols polaires”. B. Castiglioni (1932) arrive à une conception tout à fait analogue. De même, H. Poser, qui déjà en 1931 (p. 229) face à la conception de Högbom, attribuait une importance plus grande au soulèvement vertical, est amené en 1933, par les expériences de S. Taber (1929—1930) et G. Beskow (1930), à insister encore davantage sur le mouvement vertical du gel.

Pendant le gel, les îlots de terre subissent un soulèvement et par conséquent un bombement plus important que le matériel grossier, parce que le matériel granuleux fin est bien plus affecté par la ségrégation. Beaucoup d'auteurs modernes voient dans ce soulèvement et dans ce bombement préférentiel un processus essentiel pour la genèse des sols polygonaux: par l'action simultanée de la pression du gel par ségrégation et de la pesanteur, les pierres initialement à l'intérieur des îlots de terre sont soulevées et viennent à la surface où, à cause du bombement des îlots, elles glissent sous l'action de la pesanteur vers la périphérie en formant de cette manière des cercles de pierres ou des réseaux de pierres. Ces conceptions peuvent être considérées aujourd'hui comme dominantes, à mon avis à juste titre. Quant aux détails, il existe encore différents points de vue:

Comme origine du bombement, on souligne, ou bien essentiellement la pression du matériel encore non gelé qui se trouve enfermé (par exemple K. Gripp 1927, p. 23; A. L. Washburn 1950, p. 34—47, 1956a, p. 842—845; et d'autres), ou bien essentiellement l'action directe de la ségrégation (R. Sharp 1942, p. 300, S. Taber 1943, p. 1458—1459; A. Jahn 1946, p. 86; P. Bout 1953 b, p. 201; A. Cailleux et G. Taylor 1954,

p. 70). D'après E. Schenk (1955, p. 57—58) le soulèvement est d'abord causé par la ségrégation et ensuite par la congélation des poches de limon enfermées. P. Bout et E. Schenk insistent sur l'importance de la palpitation saisonnière des îlots de terre.

Aujourd'hui on reconnaît en général la grande importance du soulèvement de pierres par le gel (*Auffrieren*) dans la genèse des sols polygonaux; bien que le mécanisme précis du processus puisse être compris différemment et bien qu'il soit certainement différent d'un cas à l'autre (voir plus haut).

L'importance de ce processus pour le triage du matériel dans la formation de sols polygonaux a été soulignée par H. Poser (1933, p. 113—114). L'importance du soulèvement des pierres et de leur glissement consécutif vers les côtés des îlots de terre est défendue dans les dernières années par la majorité des auteurs (par exemple: H. Poser 1954, p. 73; L. Hempel 1955, p. 465; E. Schenk 1955b, p. 172; A. L. Washburn 1956b; G. Furrer 1959, p. 298; J. Büdel 1960, p. 29).

Déjà en 1911, O. Nordenskjöld et W. Ule (1911, p. 259), ont mentionné le déplacement des pierres vers la périphérie des polygones bombés. O. Nordenskjöld pensait que les pierres étaient poussées vers les côtés; W. Ule pensait qu'elles roulaient vers le bas. Plus récemment (comparez les publications citées quelques lignes plus haut), le déplacement des pierres vers les côtés est considéré d'habitude comme une „microsolifluxion”; si bien que, pendant le dégel superficiel des îlots bombés, qui sont encore gelés à l'intérieur, la surface libre devient visqueuse en raison de sa grande teneur en eau, permettant ainsi le glissement lent des particules superficielles vers les fossés latéraux. Erosion ou pression radiale de gel peuvent naturellement appuyer le déplacement des pierres vers les côtés. Pour les petites formes de sols polygonaux — surtout en haute montagne — on cite en partie l'importance du *Kammeis* pour le transport des pierres vers les côtés (*Kammeis* — *solifluxion*; voir W. Salomon 1929, p. 9; H. Poser 1931, p. 224; C. Troll 1944, p. 580—592; P. Bout 1953 b, p. 201; A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 67—69).

CONSIDERATIONS CRITIQUES SUR LES THEORIES EXISTANTES

Ces considérations critiques sur les théories exposées ne prétendent pas être complètes. Beaucoup d'arguments ont déjà été pris en considération au cours des exposés historiques. Il est conseillé pour compléter l'exposé suivant de faire appel aux publications de A. Cailleux et G. Taylor (1954) et A. L. Washburn (1956a), où on trouvera beaucoup d'arguments critiques.

CRITIQUE DE LA THEORIE DE LA CONVECTION

En 1916, Lord Rayleigh (1916, formule 46), a déduit son critère d'instabilité de couches superposées de l'étude théorique de l'action de perturbations infinitésimales sur l'état initial. Théoriquement, on peut aussi aboutir à cette même condition d'instabilité en partant d'un mouvement de convection déjà existant et en examinant dans quelles conditions il s'arrête. C'est par la suite, ce qui sera montré dans les grandes lignes, dans un double but; premièrement, de connaître approximativement la vitesse de circulation, ce qui est important pour la question du transport des grosses pierres, deuxièmement, de permettre par la connaissance quantitative du processus de circulation, la compréhension de ces processus et leur importance relative, même dans les cas où, par exemple, de l'eau en surface (selon K. Gripp) représente la principale force motrice.

Procédons d'abord à un examen concret: la force motrice du courant de convection est la différence de pression due aux poids différents de la colonne ascendante légère et de la colonne descendante lourde. Dans le cas classique, la différence de poids des deux colonnes provient de la différence de température, du fait que les particules de la colonne descendante ont pris la température de la surface tandis que les particules de la colonne ascendante ont pris la température du sol. Cependant en raison de la conductibilité calorifique, les températures des deux colonnes tendent à s'égaliser. Si maintenant, à cause d'une viscosité trop grande, la vitesse de convection est notablement plus petite que la vitesse d'échange de chaleur entre les deux colonnes, les températures des particules des colonnes ascendantes et descendantes s'égalisent avant que les particules aient atteint le milieu des colonnes. Ainsi la différence de poids des deux colonnes est diminuée; la différence de pression étant réduite il en résulte une décroissance de la vitesse de convection. Mais si de cette manière les températures des particules des deux colonnes s'égalisent avant que les particules aient par exemple traversé le premier tiers de la colonne, la différence de poids des colonnes et par conséquent la vitesse de convection seront encore diminuées. Cette action réciproque conduit à un arrêt complet de la convection.

Les calculs suivants se rapportent — comme chez Lord Rayleigh — au cas le plus simple, celui à deux dimensions („sols striés”); mais on se rend compte intuitivement que les résultats ne s'écartent pas beaucoup pour le cas tridimensionnel. En raison de la complexité du problème et du peu de place disponible, les considérations faites ne sont que des approximations devant permettre d'obtenir un résultat exact au-moins dans l'ordre de grandeur.

Appelons comme Lord Rayleigh, k la diffusibilité de la température, ν la viscosité cinématique, ρ la densité, h la profondeur (entre la surface

et le sol dur), g l'accélération de la pesanteur. Soit l la distance des milieux de deux cycles de convection voisins. Pour la simplicité des calculs nous devons admettre — comme Rayleigh — un comportement purement visqueux avec une viscosité cinématique constante ν , ce qui représente pourtant un cas assez idéal face aux conditions réelles (par exemple, F. Wilhelm observa une thixotropie notable lors de l'expédition allemande 1959—60 à Spitzberg; comparez la mesure de la rigidité par V. Romanovsky (1941 a).

La vitesse v dans la ligne de courant la plus rapide est fournie par la différence de pression $(\rho_1 - \rho_2) \cdot g \cdot h$ d'après les lois de l'hydrodynamique:

$$v = \frac{\alpha(\rho_1 - \rho_2) \cdot g \cdot h}{2 \cdot \nu \cdot \rho \cdot l} \cdot h^2,$$

où α est un facteur numérique lié aux conditions géométriques. Nous pouvons évaluer α en considérant que le frottement est essentiellement dû au glissement du liquide sur le sol, qui retient les particules de liquide avoisinantes. On ne doit prendre, comme hauteur de courant, que $3/5 \cdot h$, parce que vers le haut le liquide doit rebrousser chemin, sans être retenu à la surface. Comme longueur effective de courant on peut prendre $1 \cdot l$, ce qui n'est pas trop grand si l'on considère le chemin géométrique beaucoup plus long. Ainsi $\alpha \approx 0,4$.

Posons nous maintenant la question de savoir dans quel temps t les colonnes alternativement chaudes et froides égaliseraient leur température si le mouvement se trouvait subitement figé. Si nous supposons que le profil de température est sinusoïdal, nous obtenons d'après les équations de conductibilité thermique une décroissance de la température suivant la fonction: $e^{-(2\pi/l)^2 \cdot k \cdot t}$. Ainsi la température est abaissée à $2/3$, lorsque $(2\pi/l)^2 \cdot k \cdot t_0 = 0,4$; donc: $t_0 = 0,01 \cdot l^2/k$.

Si la différence de température des particules ne doit pas trop diminuer pendant ce temps t_0 , les particules du courant de convection doivent avoir parcouru au-moins une distance h . Comme valeur minima v_0 de la vitesse v dans la ligne de courant la plus rapide, on obtient donc: $v_0 = h/t_0 = 100 \cdot \frac{h \cdot k}{l^2}$. Identifions cette valeur de v_0 et la valeur trouvée plus haut pour v , il vient:

$$0,4 \cdot \frac{(\rho_1 - \rho_2) \cdot g \cdot h^3}{2 \cdot \nu \cdot \rho \cdot l} = 100 \frac{h \cdot k}{l^2}; \text{ donc: } \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho} = 500 \frac{k \cdot \nu}{g \cdot h^2 \cdot l}$$

Prenons maintenant pour l une valeur empirique appropriée: $l = 1,6 \cdot h$, on obtient alors:

$$\frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho} = 300 \frac{k \cdot \nu}{g \cdot h^3}$$

condition limite pour laquelle la convection est juste encore possible. La condition de Rayleigh (formule 46) ne s'en distingue par le facteur numérique, qui chez Rayleigh est à peu près deux fois ma valeur. On peut considérer que nos résultats concordent assez bien avec la formule de Rayleigh. Nous pouvons y voir une confirmation de l'exactitude au-moins approchée de notre formule pour v_0 .

Des études plus détaillées en égard de la vitesse v montrent: si v était plus petit que la valeur v_0 , les forces motrices de la convection seraient conformément plus petites mais aussi les forces de friction freinant la convection seraient conformément plus petites. Cependant un état avec $v < v_0$ serait instable (spécialement si v croît pour v se diminuant), de façon que le système atteindra l'état de repos ou de la vitesse $v \geq v_0$.

Sur ces bases, nous allons étudier si le courant de convection peut transporter vers le haut des pierres de grosseur notable. La limite théorique extrême pour le transport est atteinte lorsque la vitesse descendante de la pierre relative au milieu visqueux est égale à la vitesse ascendante dans la ligne de courant la plus rapide. Pratiquement on peut prendre pour vitesse permise de descente de la pierre, au plus, environ la moitié de cette valeur, parce que sans cela le courant de convection ne saurait élever une pierre du sol et la transporter. La vitesse de descente se calcule d'après la formule de Stokes, et on obtient comme condition limite — avec K = force; d = diamètre de la pierre la plus grande encore transportable — l'équation

$$\frac{K}{6 \cdot \pi \cdot \rho \cdot v \cdot d} = 1/2v_0 = 0,06 \frac{(\rho_1 - \rho_2) \cdot g \cdot h^2}{v \cdot \rho},$$

si nous prenons de nouveau pour $l = 1,6 \cdot h$. Mais la force K est égale au poids de la pierre moins la poussée verticale hydrostatique; si alors $\Delta\rho$ représente l'excès de densité vis à vis du milieu, on a:

$$K = \Delta\rho \cdot 1/6 \cdot d^3 \cdot \pi \cdot g; \text{ donc } \Delta\rho \cdot d^2 = 2 \cdot h^2 (\rho_1 - \rho_2);$$

$$\text{d'où: } \frac{d}{h} \approx 1,5 \cdot \sqrt{\frac{\rho_1 - \rho_2}{\Delta\rho}}, \text{ ou: } \frac{d}{l} \approx \sqrt{\frac{\rho_1 - \rho_2}{\Delta\rho}}$$

Cette formule convient en pratique parce qu'elle ne contient que des mesures géométriques et des différences de densité. On ne doit pourtant pas oublier qu'elle n'est valable que si effectivement il y a convection. Par contre il est indifférent que la convection soit causée par des processus thermiques ou par des processus de démixtion. Pour la convection purement thermique (entre 0°C et 4°C) on peut évaluer, dans la formule précédent, que l'expression sous la racine est d'un ordre de grandeur de 10^{-4} d'où il ressort que la convection purement thermique ne peut

transporter que des pierres dont le diamètre moyen représente moins d'une pour cent du diamètre du polygone.

A la formule précédente, on peut rattacher une réflexion importante concernant des suspensions riches en eau avec des grains fins en suspension. Dans la colonne descendante la vitesse de sédimentation des grains s'ajoute à la vitesse de convection; dans la colonne ascendante elle se retranche. Ainsi le poids spécifique de la colonne ascendante croît, celui de la colonne descendante diminue — effet qui agit à l'encontre de la convection. Si maintenant par exemple le poids des grains fins contenus dans 1 cm^3 de suspension moins la poussée verticale hydrodynamique dans l'eau est $0,5\text{ g}$ et si la vitesse de sédimentation est $1/10000$ de la vitesse de convection, la différence de poids spécifique des deux colonnes due à la sédimentation serait environ 10^{-4} g/cm^3 , valeur juste suffisante pour compenser la différence de poids spécifique purement thermique. La vitesse de sédimentation sera égale à $1/10000$ de la vitesse de convection si le diamètre des grains est 100 fois plus petit que dans le cas de l'égalité des deux vitesses — ce cas étant à peu près réalisé par la dernière formule. Pour une convection seulement thermique on obtient donc, avec un diamètre de polygone de 1 m , un diamètre limite des grains de $0,1\text{ mm}$.

A partir des considérations quantitatives précédentes on peut tirer deux conclusions importantes concernant la validité de la théorie de la convection:

(1) Dans la mesure où la théorie de la convection se base sur des effets purement thermiques, il faut, à cause de la conductibilité calorifique qu'il y ait une certaine vitesse de convection minima (v_0). Comme le montre une évaluation quantitative, cette vitesse devrait être si grande que la mouvement soit décelable dans l'espace de quelques minutes. En réalité des transformations aussi rapides dans des sols polygonaux n'ont jamais été observées dans la nature.

(2) Dans le cas où la démixtion de la suspension est déterminante, la question de l'origine de cette démixtion est essentielle (formation et fusion de lentilles de glace, sédimentation, vaporisation, etc...). Si l'on admet que l'élimination d'eau par sédimentation à la surface est la force motrice de la convection, on aboutit à la difficulté suivante; si la sédimentation a lieu si rapidement, que pendant le séjour des particules en surface, il se forme déjà une démixtion notable, en même temps la sédimentation (comme il a été décrit plus haut) accroît notablement le poids de la colonne ascendante et diminue le poids de la colonne descendante, ce qui agit à l'encontre de la convection. Cet argument serait cependant fragile, si des lentilles de glace entières étaient transportées vers le haut, en fondant.

D'une manière tout-à-fait générale on peut dire de la théorie de la convection que: le problème principal résulte du fait que le comportement

visqueux n'est qu'un cas limite pour des suspensions liquides. En réalité les états de transition les plus divers existent en passant de ce cas limite au cas limite opposé où l'état serait un amas rigide de grains avec des interstices remplis d'eau. En partant de ce dernier cas limite A. L. Washburn en 1956a (p. 855) a élaboré une nouvelle théorie, selon laquelle le matériel léger se déplace vers le haut tandis que le matériel lourd se déplace vers le bas; il n'y a pas de véritable mouvement de convection de l'ensemble du matériel.

CRITIQUE DES THEORIES DES FISSURES DE RETRAIT

Comme il a déjà été exposé au début de l'aperçu historique sur la formation de fentes, M. Matschinski a trouvé qu'il existait pour certains systèmes polygonaux une relation étroite entre le nombre moyen des côtés d'un seul polygone (\bar{n}) et le nombre moyen de côtés se touchant en un sommet ($\bar{\mu}$), relation traduite par la formule (12). Pour l'application à de vrais sols polygonaux il est utile de considérer encore deux cas spéciaux à l'aide de la formule (12) citée:

(1) Nous considérons un réseau plan, si $\bar{\mu} = 3$, il suit que $\bar{n} = 6$: C'est le cas d'un réseau hexagonal ou en moyenne hexagonale. (Hexagonal en moyenne veut dire: outre les hexagones on peut trouver des pentagones, des heptagones, etc. mais $\bar{n} = 6$). Il arrive que dans un tel réseau deux lignes exceptionnellement se croisent, en formant ainsi un point avec $\bar{\mu} = 4$. Donc $\bar{\mu} > 3$ et d'après la formule (12) $\bar{n} < 6$; au sens strict, nous ne sommes donc plus en présence d'un réseau hexagonal ou en moyenne hexagonal; pratiquement la question intéressante est: dans quelle mesure le nombre de côtés des polygones décroît-il?

Pour trouver la solution de cette question, nous considérons un réseau qui est d'abord exactement hexagonal. Maintenant nous imaginons qu'un sommet de ce réseau se déplace d'une façon continue jusqu'à atteindre le sommet voisin. Les deux sommets ensemble forment un nouveau sommet avec $\mu = 4$. Mais comme conséquence de ce processus deux polygones sont devenus pentagonaux. On peut généraliser ce résultat aux réseaux en moyenne hexagonaux parce que la relation entre \bar{n} et $\bar{\mu}$ est valide pour l'hexagonalité de même que pour l'hexagonalité en moyenne.

Si donc dans un réseau presque hexagonal ou hexagonal en moyenne, quatre côtés se touchent en un sommet, il existe pour ce sommet ou bien deux pentagones ou un tétragone qui ne sont pas compensés statistiquement par deux heptagones ou un octogone.

Dans le cas d'un réseau presque tétragonal, ou presque tétragonal en

moyenne, on trouve que pour un sommet où se touchent seulement trois côtés — sans que cela soit statistiquement compensé — il se forme un pentagone, qui n'est pas compensé statistiquement.

(2) Il arrive que des réseaux polygonaux se trouvent sur des surfaces tombées, ce qui signifie dans la formule (12) que $1/f \neq 0$; à $\bar{\mu} = 3$ correspond donc $\bar{n} < 6$, ce qu'on peut vérifier facilement à l'exemple du dodécaèdre pentagonal ($\bar{n} = n = 5$). Le cas $\bar{n} > 6$ ne serait valable que pour $1/f < 0$, donc pour des hyperboloïdes, ce qui est exclu pour des raisons de simplicité. Passons maintenant à l'évaluation quantitative:

Les sols polygonaux ne se trouvent que sur un terrain à peu près horizontal. Sur des terrains inclinés, il n'y a que des sols striés ou comme transition des polygones étirés. Considérons maintenant le cas où un sol polygonal se trouverait sur une surface courbée vers le haut ou vers le bas, et dont, pour plus de simplicité, le rayon de courbure serait constant. La surface portant les polygones est donc une calotte sphérique que nous limiterons — puisque les sols striés n'entrent pas en ligne de compte dans ces considérations statistiques — par la cercle où la surface a une pente de 8° . La calotte sphérique portant les polygones a alors une surface comportant à peu près $5/1000$ de la surface sphérique totale. Or, pour que l'application de la statistique ait un sens, cinq polygones au moins doivent être contenus dans la calotte. Donc sur toute la sphère il y aurait place pour au moins 1000 polygones. D'où $1/f \leq 0,001$. D'après la formule (12) la déviation maximum de l'hexagonalité est au plus de $20/100$, c'est-à-dire que sur 500 polygones hexagonaux en moyenne, arrive au plus un pentagone. Dans des considérations sur les sols polygonaux cette déviation de l'hexagonalité en moyenne est négligeable. Pour les sols tétraonaux la même considération est valable en principe.

Les sols polygonaux présentent donc des propriétés géométriques inséparables: l'existence de polygones à six côtés en moyenne est liée à celle de sommets touchés par trois côtés comme est liée l'existence des polygones à quatre côtés à celle des sommets touchés par quatre côtés en moyenne. Cette règle formulée par M. Matschinski est importante pour expliquer pourquoi les sols polygonaux sont en général hexagonaux et pourquoi dans certains cas la forme tétraonale est favorisée. Sans cette constatation on est tenté d'attribuer la disposition hexagonale de certains sols polygonaux seulement à la ressemblance de l'hexagone avec le cercle ou au rapport favorable entre la surface et le périmètre. Pour des hexagones irréguliers — qui sont souvent observés — cet argument n'est pas valable.

Comme il a été exposé dans l'aperçu historique, M. Matschinski a donné en 1952, une explication de l'hexagonalité des réseaux de retrait. Dans cette publication il dit (p. 645), que „les formations tétraonales”

qu'on observe parfois, peuvent être également expliquées dans le cadre de cette simple théorie". Les considérations suivantes ont pour base les théories de M. Matschinski publiées en 1952.

Dans la rencontre de deux fentes, on peut distinguer deux cas: Cas A: deux fentes en évolution simultanée se rencontrent; cas B: une fente en évolution rencontre une fente déjà complètement formée. Plus la vitesse, avec laquelle se forment les fentes, est grande, plus le nombre de cas B croît aux dépens du nombre de cas A.

La vitesse de formation des fentes dépend de la vitesse du processus de contraction et de la résistance au déchirement du matériel. Dans un matériel fin et mouillé la cohésion est très petite. Ainsi dans la contraction d'un tel matériel la tension sous traction se développant en tête de la fente (par l'effet de l'entaille) ne peut pas devenir grande. C'est pourquoi la fissure n'avance que lentement et souvent suivant une ligne tortueuse. En effet, son chemin est déterminé non seulement par la petite tension sous traction en tête de la fente, mais encore par des fluctuations locales de la contraction et de la résistance au déchirement. Il en est autrement pour des corps solides comme par exemple le sol gelé: ici la résistance au déchirement est très grande. Dans la contraction, de très grandes tensions sous traction apparaissent déjà avant qu'une fissure puisse se former. Mais lorsqu'une telle fente s'est amorcée elle peut se propager rapidement et souvent presque en droit ligne, en raison de la très grande tension sous traction en tête de la fente. Ce phénomène est connu par l'exemple du verre ou du sol hivernal gelé; dans celui-ci, la formation d'une fente est souvent tellement brusque, qu'elle s'accompagne d'une détonation. Donc en matériel humide, le cas A est le plus fréquent, en matériel gelé, c'est le cas B.

Mais aussi à l'intérieur du cas B il existe une différence notable entre le sol humide et le sol gelé. Dans le sol humide la petite tension sous traction en tête de la fente en évolution peut à peine agir au-delà de la fente à côté des fluctuations locales de la résistance au déchirement. C'est pourquoi une nouvelle fente se développant d'un côté de la fente déjà formée choisit son point de départ indépendamment de la fente se terminant de l'autre côté.

Les corps solides par contre ont souvent une résistance au déchirement élevée. Si la tension sous traction est proche de la limite de déchirement, une fente se forme déjà à la suite d'une petite influence extérieure — comme cela est connu par exemple du verre rayé. Si dans un sol gelé une fente en évolution due à la contraction (par exemple contraction thermique) rencontre une fente déjà formée, la tension sous traction en tête de la fente en évolution, disparaît naturellement dans la couche supérieure qui est

fendue par la fente déjà formée. Mais dans la couche inférieure encore assemblée, une petite partie de la tension sous traction peut se propager. Parce que la force totale est grande, cette partie peut suffire pour amorcer une fente de l'autre côté dont la tension est voisine de la limite de déchirement, causant ainsi une fente en propagation. Donc la fente en évolution s'est propagée au delà de la fente déjà formée. Ceci est en accord avec l'observation de la disposition fréquente en tétragones des fentes de retrait thermique (par exemple, H. Spethmann en 1912, „rapport sur la formation très rapide, la réctilinéarité et le croisement des fentes de retrait thermique; voir aussi A. Gusev en 1936).

De l'étude de l'aspect phénoménologique des fentes de retrait non transformées par des influences extérieures, on peut tirer des conclusions sur leur genèse.

On pourrait approfondir la question, si en développant les théories de M. Matschinski (1952), on considèrerait la superposition des tensions sous traction dans le cas du réseau tétragonal ou la superposition des tensions sous pression (par ex. par des coins de glace) et si on étudiait leur influence sur l'orthogonalité du réseau en formation. A cette place de telles études conduiraient trop loin.

CRITIQUE DES THEORIES EVOQUANT L'ACTION DU GEL

On est aujourd'hui d'accord sur l'impossibilité d'attribuer la même origine à tous les sols polygonaux observés jusqu'à présent. C'est pourquoi, pour les théories de formation dont l'impossibilité n'est pas démontrée sans équivoque il ne faut pas se demander si cette théorie est juste ou fausse, mais plutôt quand elle est applicable et quand elle ne l'est pas. Ceci est surtout valable pour les théories se basant sur l'action du gel. Par exemple les théories de A. L. Washburn (groupe A1) et de A. E. Corte (A2) basées sur des observations précises ne sont pas réfutables; cependant ces deux théories sont liées à l'existence d'une couche assez épaisse de glace en profondeur; cas qui n'est toujours réalisé dans la nature. Même si l'effet décrit par H. Steche (A1) était notable, il est lié à un matériel susceptible de donner lieu à un gonflement colloïdal. La théorie artésienne (A2) se base sur des conditions topologiques se présentant très rarement. La décomposition progressive (B1) et le transport de pierres (B1, B2) supposent d'après leur nature même qu'au moins initialement il y ait des pierres. Le passage de sols polygonaux du type hétérogène à ceux du type homogène par décomposition des pierres (B1) ne peut pas être considéré comme un processus général; cela est déjà prouvé par le fait

que des sols polygonaux peuvent se former dans un temps plus court que celui nécessaire à la décomposition des pierres.

Dans ces cas isolés, il peut être juste d'expliquer des sols striés ou des phénomènes analogues comme des sillons dus à l'eau (voir A2). Dans l'ensemble cependant les sols striés se forment comme les sols polygonaux, mais sous l'action supplémentaire de la solifluxion due à la pente. A ce sujet, plus de précisions ont été fournies au début de cet exposé. Le passage de sols polygonaux par des formes de transition jusqu'aux sols striés a été décrit très souvent; par exemple par: O. Nordenskjöld (1907, p. 566), Ch. Tarnuzzer (1911, p. 262), K. Sapper (1912, p. 265); B. Högbom (1914, p. 334—336), R. Douville (1916, 1917), M. Gignoux (1936, p. 9), A. Cailleux (1947), A. Cailleux et P. Hupé (1947), A. Cailleux et G. Taylor (1954, p. 52), J. Büdel (1960, p. 61). Les quatre dernières publications fournissent aussi des données quantitatives sur l'angle de la pente du terrain; les données concordent dans une large mesure. Comme forme de transition entre les sols polygonaux et les sols striés il ne semble se présenter, pour les formes miniatures que le „polygone étiré”; tandis que, pour les grandes formes la „guirlande de pierre” est fréquente. Déjà B. Högbom (1914, p. 334), expliquait cette dernière forme par le fait que le matériel fin coule plus rapidement que le matériel grossier. Au même endroit B. Högbom relève l'existence de formes de transition comme preuve de la non-formation de sols striés par l'eau courante. On peut aussi faire valeur cet argument contre l'explication des sols striés par le vent (mais comparer C. Troll 1944, p. 584—586).

La répartition géographique, mais aussi les modifications mesurées pendant un certain intervalle de temps dans les sols polygonaux et striés font apparaître que le gel participe, sous une forme ou sous l'autre, à la genèse:

Dans son énumération des conditions de genèse des sols polygonaux, R. Douville a déjà cité en 1916—17 (p. 244) comme première condition que la température annuelle moyenne ne soit pas notablement supérieure à 0° C. Dans quelle forme que ce soit, cette condition a toujours été reconnue comme exacte — quand on fait abstraction des formes „azonales”, qui prennent par exemple naissance selon les théories de A. L. Washburn ou A. E. Corte citées plus haut. La publication de C. Troll (1944), traite à fond la question de la répartition géographique (voir aussi J. Hövermann 1960). D'une manière générale on peut établir la règle approximative que les sols polygonaux et striés ne se trouvent qu'entre la limite des forêts et la limite climatique de neige (voir J. Demangeot 1942; A. Cailleux 1948; A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 60). Beaucoup d'observations — en particulier en haute montagne — ont montré que le

pergélisol est souvent présent, mais qu'il n'est pas une condition nécessaire. Par contre une forte humidité du sol, au moins à certaines saisons est considérée dans l'ensemble comme une condition nécessaire.

Bien que, dans les observations de sols polygonaux et striés des mesures aient rarement été faites sur le déplacement au cours d'un certain temps, il existe aujourd'hui diverses études à ce sujet. On peut citer K. Gripp (1927, p. 16): il n'a pas observé de modification en l'espace d'une année; R. Goldthwait (1939, p. 156—185): Reconstitution de sols polygonaux détruits en une ou deux années; G. Rozanski (1943) cite diverses observations de reconstitution pendant une durée de huit ans jusqu'à une durée d'un hiver; H. Kinzl (1946, p. 72): aucune modification observée lors d'examen en différentes années; J. Michaud et A. Cailleux (1950): beaucoup de mesures; vitesses entre 0—6,5 cm par an; reconstitution en deux ans; E. Schenk (1955 a, p. 15): palpitation saisonnière; F. Wilhelm (1961): beaucoup de mesures; vitesses entre 1/2 et 6 cm par an; matériel fin plus rapide que matériel grossier; soulèvement de cloux. En plus, on peut citer comme mesures indirectes de la vitesse de déplacement: S. Thorarinsson (1953, p. 37—38), il écrit: „J'ai l'impression que de nos jours seuls les polygones flottants se forment sur ces aires de bas niveau, et que les grands polygones ancrés de ces aires sont surtout des restes fossiles, datant du „glacial time”. H. Poser (1954 p. 162—163): de l'âge des moraines il déduit un âge de 10 à 100 ans; plus un sol polygonal est ancien, plus il se transforme du type flottant au type enraciné; J. Corbel (1954, p. 58, 62 ...): il explique le passage du type flottant au type enraciné par la pression du gel; beaucoup d'expériences au laboratoire; F. Rydquist (1960, p. 74): la couverture variable de mousses sur les pierres ainsi que la disposition des racines végétales montrent les directions de déplacement et les périodes de révolution: l'ordre de grandeur est de quelques années.

Ces mesures de déplacement directes et indirectes, concordant assez bien, montrent que — abstraction faite de formes inactives — les vitesses de déplacement sont de l'ordre de quelques centimètres par an. Cela est conforme aux valeurs des vitesses souvent observées et mesurées pour les déplacements dus au gel en d'autres circonstances.

Si les pierres, qui séparent les sols polygonaux ou striés, sont allongées ou aplaties, elles reposent en général sur la tranche. Ce phénomène est déjà décrit par C. Hauser (1864, p. 159—160). Cette position des pierres est souvent caractéristique pour les grandes formes des sols polygonaux et striés. Aujourd'hui beaucoup d'auteurs y voient l'influence de la pression exercées par le gel; c'est une explication très plausible

Au cours des dernières décades, on a reconnu toujours davantage que,

lors de la formation d'un sol polygonal ou strié, plusieurs causes agissaient simultanément ou consécutivement („origine mixte": voir par exemple: A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 69—71). En particulier, différents genres d'action du gel y participent souvent. Les différents mécanismes de soulèvement de pierres mentionnés plus haut peuvent servir d'exemple à la difficulté de distinguer en principe ou pratiquement les variantes de d'action du gel. Pour des processus auto-exciteurs, la question d'origines primaires ou secondaires n'a pas de sens; donnons à ce propos un exemple: le bombement des polygones fait glisser les pierres vers les côtés où elles s'amassent. Comme conséquence de ce processus l'intérieur des polygones s'enrichit en terre fine, ce qui accentue encore pendant le gel la ségrégation de glace et ainsi le bombement.

Différentes théories passées en revue sont plausibles quant à la formation d'états embryonnaires, mais ne peuvent pas expliquer la formation de sols polygonaux complètement évolués; au contraire, il existe d'autres théories pour lesquelles seule l'explication de la mise en route du processus n'est pas satisfaisante. Pour cette raison on ne doit pas rejeter la possibilité que des processus différents produisent l'état embryonnaire et le développement ultérieur jusqu'au sol polygonal complètement formé.

THEORIE PROPOSEE ICI: CONDITIONS NECESSAIRES A LA FORMATION
DES SOLS POLYGONAUX ET STRIES, PRINCIPE DE LA THEORIE,
INFLUENCE DES PHENOMENES THERMIQUES

Dans ce chapitre, la question se pose de savoir comment la régularité des sols polygonaux et striés prend naissance. Parmi les théories encore admises aujourd'hui il y en a très peu qui donnent une explication satisfaisante de la régularité: en réalité la théorie de la convection expliquerait la régularité mais par ailleurs elle se heurte à de grandes difficultés; les fentes de dessiccation et les fentes de dégel sont habituellement peu régulières et sans métamorphose consécutive; elles ne suffisent donc pas à expliquer les sols polygonaux et striés du type hétérogène; d'après les théories du gel connues, les différents polygones se développent habituellement à partir d'irrégularités initiales accidentelles dans la répartition des débris de telle manière qu'il faudrait plutôt s'attendre à la formation de réseaux très irréguliers.

Nous proposerons une théorie qui doit donner une explication de la régularité des sols polygonaux et striés. Auparavant, faisons encore quelques remarques sur les principes fondamentaux.

Le phénomène de l'auto-excitation est connu dans de nombreux domai-

nes de la physique. Dans chaque système capable d'autoexcitation, on peut distinguer trois phases: la phase initiale, pendant laquelle le système passe du repos à l'état d'autoexcitation; la phase d'accélération où le système — souvent avec une accélération exponentielle — se meut toujours plus fortement; et la phase finale où un équilibre statique ou dynamique est atteint.

La théorie de la pression radiale du gel (B. Högbom 1908—1910, p. 53—54; V. Conrad 1946, p. 283) étudiée plus haut fait bien apparaître ces trois phases: des taches présentées par hasard et plus riches en matériel fin vont former les centres de la pression du gel (phase initiale); à partir des centres de la pression du gel les cercles grandissent avec une vitesse croissante exponentielle (phase d'accélération), jusqu'à ce qu'ils se rencontrent, les grands cercles selon V. Conrad absorbent les petits dans le „struggle for existence” (phase finale). De même F. Nansen (1921) écrit, que la poussée latérale est plus petite dans les petits cercles de pierres, de telle manière qu'au cours de l'évolution ils seraient comprimés par les cercles plus grands; ce processus produirait la formation de cercles de pierre à peu près de même grandeur. Mais on ne peut s'imaginer comment la destruction des petits cercles par les grands affirmée par V. Conrad et F. Nansen pourrait conduire à une régularité. Au contraire, une telle destruction des seuls cercles plus petits aurait un caractère typiquement instable et rendrait même un réseau de pierres initialement régulier toujours plus irrégulier. Déjà B. Högbom (1908—1910, p. 54) a attiré l'attention sur le fait que sa théorie explique difficilement la régularité des réseaux de pierres. Des difficultés analogues pour l'explication de la régularité se présentent dans d'autres théories où l'auto-excitation joue un rôle, sans que nous puissions nous en occuper plus longuement. En principe, il s'agit des mêmes difficultés, à savoir qu'en raison de l'augmentation de la vitesse de croissance dans la phase d'accélération les grands îlots de terre (ou cercles de pierres) croissent plus vite que les petits et pour cette raison les petits îlots de terre semblent absorbés pendant la rencontre.

Une observation plus précise montre cependant que la vitesse de croissance plus importante des grands îlots de terre dans un état non gêné n'entraîne pas nécessairement l'absorption des petits îlots par les grands lors de leur rencontre. En réalité, pendant la rencontre des îlots la phase d'accélération est remplacée par la phase finale qui apporte de nouvelles conditions. La phase finale d'un système auto-excitant est généralement caractérisée par l'apparition de forces opposées, qui amènent finalement l'équilibre. Pendant la rencontre des îlots de terre, des forces opposées se heurtent à la frontière commune. Dans le cas où ces forces ne sont pas égales, un équilibre statique n'est pas encore atteint et la frontière commune

des îlots de terre se déplace jusqu'à ce que l'un des îlots soit absorbé par l'autre ou jusqu'à ce que la ligne de séparation entre les îlots se soit telle-ment déplacée que l'équilibre des forces, donc un état final stable, soit atteint. Ce dernier cas est réalisé lorsque la force exercée par unité de longueur de la frontière est d'autant plus grande que le diamètre de l'îlot est petit. A partir de ces idées fondamentales, on peut maintenant étudier les conditions concrètes de la théorie proposée:

La boue mouillée accroît pendant le gel son volume et développe ainsi une très grande force. Mais cette force n'augmente que dans la mesure où une limitation extérieure ou bien sa propre rigidité intérieure empêchent le matériel de s'échapper dans une direction quelconque. Voici à ce sujet un exemple simple: si une plaque rectangulaire de métal d'épaisseur constante est chauffée uniformément, elle se dilate dans toutes les directions. Son allongement dans le sens de la longueur est proportionnel à la longueur. Mais si on empêche la dilatation de la plaque dans le sens de la longueur (par exemple par fixation entre deux étaux), elle s'échappe transversalement en se courbant. Si la plaque peut se courber sans être gênée par des obstacles extérieurs, elle n'oppose à la flexion que ses propres forces élastiques. Plus la plaque est longue, mieux elle se courbe et la pression exercée dans le sens de la longueur est d'autant plus petite. D'après une formule déjà donnée par le mathématicien L. Euler, la force exercée dans le sens de la longueur (en équilibre avec une petite flexion) est inversement proportionnelle au carré de la longueur.

Cet exemple se laisse facilement transposer au cas des sols polygonaux: si après le dégel le gel apparaît, la couche superficielle de chaque îlot de terre se congèle et tend à se dilater vers les côtés, mais se heurte à la résistance des îlots voisins. Ceci conduit — simultanément avec d'autres processus, comme par exemple la ségrégation — au bombement. Déjà A. Hamberg (1915), a souligné ce bombement sous l'action de la poussée latérale (voir avant-dernier chapitre, groupe B2). Mais ce qui doit être souligné ici en se basant sur l'exemple précédent, c'est que la force par centimètre de frontière, exercée vers le côté, est d'autant plus grande que le diamètre de l'îlot de terre est petit; car la couche superficielle en congélation correspond à la plaque se dilatant de notre exemple précédent, le diamètre de l'îlot correspond à la longueur de la plaque. (Cependant il ne faut pas oublier une différence importante: les forces exercées sont dans la couche gelée des forces plastiques-visqueuses, dans la plaque métallique des forces élastiques). Dans un sol polygonal comportant des polygones de différentes grandeurs, cela conduit à ce que les plus grandes pressions latérales des petits polygones aggrandissent ces derniers jusqu'à ce que tous les polygones soient à peu près de même grandeur.

Il n'est tenu compte précédemment que de la dilatation latérale directe de la couche superficielle en congélation. Il faut aussi tenir compte de la pénétration du gel en profondeur et de la pression se développant en même temps dans les poches encore non gelées (voir K. Philberth 1960).

Considérons un sol polygonal très irrégulier avec des aires de répartition très inégales et des limites curvilignes. Admettons que ce sol polygonal soit totalement imbibé d'eau, qu'il ne soit pas encore gelé et qu'il repose à une température voisine de 0°C .

Quand la température de l'air devient inférieure à 0°C , le gel ne pénètre que très lentement dans le matériel fin imbibé, parce que la chaleur de fusion de l'eau libérée au moment du gel est très élevée et que souvent le point de congélation du matériel fin imbibé est inférieur à 0°C . Dans les bandes de pierres et dans les fissures, au contraire, le gel pénètre beaucoup plus vite que la teneur en eau est minimale et que le vent froid pénètre dans des espaces entre les pierres et dans les fissures du sol. (Cette différence entre vitesses de pénétration n'est point une hypothèse fortuite, elle a été mesurée par F. Rydquist 1960, p. 66). A ce moment, tandis que le gel a relativement peu progressé dans les parties imprégnées (les futures polygones), l'isotherme 0°C a déjà atteint le pergélisol dans les espaces interpolygonaux. Le gel pénètre alors en direction latérale, à partir des lisières, à l'intérieur des polygones. Ainsi la matière constituant l'intérieur des polygones est entièrement enfermée: de tous côtés on ne trouve qu'une sorte de cuirasse gelée. C'est pourquoi la progression du gel vers l'intérieur des polygones — provoquant une dilatation — est à l'origine d'une pression hydrostatique.

Celle-ci cherche une issue principalement vers le haut, en soulevant la couche supérieure. Dans les petits polygones (c'est à dire ceux dont le diamètre moyen égale approximativement la distance entre surface et pergélisol) se produit une haute pression, car, d'une part, la vitesse de gonflement est particulièrement grande par rapport à la superficie supérieure et, d'autre part, la couche supérieure glacée, étant bombée, cède difficilement. Dans les grands polygones, la couche supérieure étant presque plate et d'un grand diamètre, se soulève légèrement; il s'ensuit qu'ici seule une pression minime peut se produire.

La pression hydrostatique à l'intérieur des polygones cause une poussée multi-latérale vers les lisières et contraint celles-ci à devenir rectilignes. Comme la pression est plus élevée dans les petits polygones, les lisières entre petits et grands polygones sont déplacées, vers ces derniers; ainsi les petits peuvent s'accroître aux dépens des grands. Au cours de ce processus, le matériel des grands polygones est poussé vers le haut, où l'érosion extérieure le repousse vers les lisières. Les polygones trop petits

produisent à leur partie supérieure un bouchon si rigide que celui-ci se soulève, et les lisières attenantes, aussi. De cette manière, ces lisières se détachent du pergélisol et les polygones trop petits se détruisent et disparaissent peu à peu.

A.L. Washburn qui, en majeure partie, a développé la théorie cryostatique (voir avant-dernier chapitre, groupe A1) montre par ses observations personnelles ainsi que par la discussion approfondie des publications parues sur ce sujet (A. L. Washburn 1950, p. 34—47; 1956a, p. 842—845), que la pression hydrostatique dans des poches encore non gelées est un phénomène important pour la formation des sols polygonaux. Les considérations de A. L. Washburn sont importantes pour la théorie que j'ai exposée auparavant dans la mesure où elles montrent l'existence et la force motrice de la pression hydrostatique. A. L. Washburn écrit (1950, p. 39); „Je n'ai vu aucune objection publiée contre l'hypothèse cryostatique appliquée aux variétés de sols polygonaux discutés plus haut, mais je considère la régularité d'aspect dans certains polygones triés et non triés comme une difficulté majeure”.

Dans la dernière citation apparaît la différence des conceptions: tandis que A. L. Washburn souligne l'importance de la pression hydrostatique dans les premiers stades de formation sans pouvoir expliquer la régularité observée des sols polygonaux, selon ma conception l'importance de la pression hydrostatique se trouve dans la phase finale où elle produit la régularité du sol polygonal.

Les considérations ci-dessus montrent que — indépendamment des processus engendrant les premiers stades de l'évolution des sols polygonaux — vers la fin de l'évolution apparaissent des forces qui seules ou avec d'autres forces agissent dans le sens de la régularisation des sols polygonaux. On peut appliquer les mêmes considérations aux sols striés. La régularisation consécutive de sols polygonaux embryonnaires a déjà été observé plusieurs fois et — sans données plus précises — a été considérée comme un effet du gel-dégel (voir H. Poser 1954, p. 162—163; A. L. Washburn 1956b). Le fait que le rapport entre diamètre des polygones et distance du pergélisol (ou sous-sol imperméable) à la surface, sans être constant dans tous les cas reste pourtant compris entre certaines limites (voir P. Bout, 1953a) p. 78), témoigne spécialement en faveur de la régularisation par pression hydrostatique.

D'après les remarques ci-dessus la pression exercée vers les côtés par les polygones est d'autant plus grande que ces polygones sont petits. Ce fait pourrait peut-être expliquer la phrase suivante formulée par P. Bout (1953 b, p. 202) et confirmée par ses observations: „Plus les pressions exercées au préalable sont fortes — plus les mailles des réseaux sont petites”.

Il faut en effet tenir compte du fait que l'équilibre de la pression latérale est réalisé non seulement entre chaque polygone et ses voisins mais encore entre le sol polygonal en entier (voir P. Bout 1953c, p. 213) et son voisinage. Cette pression extérieure pourrait imposer aux polygones un diamètre qui amènerait l'équilibre; donc un diamètre d'autant plus petit, que la pression est plus grande.

Ma théorie de la régularisation consécutive repose donc sur deux processus physiques; premièrement la dilatation latérale de la superficie en congélation ou deuxièmement le développement d'une pression hydrostatique à l'intérieur. On peut maintenant se demander dans quelles conditions agissent ces deux processus.

Le premier processus n'est pas lié à l'existence d'un sous-sol gelé ou de quelqu'autre sous-sol imperméable. Il peut se développer et intervenir seul surtout dans les formes de haute montagne des sols polygonaux: par nuit claire, même lorsque la température de l'air est supérieure à 0° C le sol peut geler en raison de son rayonnement thermique qui est particulièrement important pour les îlots de terre sombre. Le gel ne pénètre pas plus vite ou pas beaucoup plus vite en profondeur aux lisières que dans les îlots de terre, parce qu'aux lisières le vent soufflant entre les pierres ou les fentes peut réchauffer celles-ci et agit ainsi à l'encontre du refroidissement par le rayonnement superficiel. Les lisières sont donc longtemps non gelées à leur partie inférieure et ainsi la partie supérieure peut être facilement déplacée par les forces latérales exercées par les surfaces en congélation des îlots de terre.

Au contraire, le deuxième processus — formation d'une pression hydrostatique — apparaît de préférence quand, par la pénétration d'air froid ou de vent froid dans les fissures, le froid pénètre rapidement en profondeur dans les lisières. Quand pendant le jour l'insolation agit à l'encontre du froid de l'air, il se peut même que l'intérieur des lisières gèle déjà pendant le jour tandis que les îlots de terre ne commencent à geler en surface que vers le soir.

DESCRIPTION DES DOCUMENTS PHOTOGRAPHIQUES:
REGIONS D'OBSERVATION; SOLS POLYGONAUX ET STRIES
BIEN DEVELOPPES ET A DIFFERENTES PHASES D'EVOLUTION

Les deux chapitres suivants relatent les observations et les mesures que j'ai effectuées en 1960 sur les sols polygonaux et striés dans le massif de Néouvielle (= Nèu Biélhe) qui fait partie des Pyrénées françaises.

Des sols polygonaux et striés ont été observés dans presque toutes les hautes montagnes de la terre (voir par exemple C. Troll en 1944; 1947,

p. 163—165; 1948, p. 6—11) et ils ont été vus pour la première fois dans les Alpes d'où provient déjà un riche ensemble d'observations (C. Hauser 1864, p. 159—160; Ch. Tarnuzzer 1909, 1911; R. Douville 1916—17; A. Allix 1923; H. Kinzl 1928; etc...).

Par contre il n'existe que peu d'informations au sujet de phénomènes de cryoturbation dans les Pyrénées: les premiers renseignements proviennent de J. Frödin en 1924, p. 39—43, et se rapportent à des observations faites au Pic-du-Midi de Bigorre. J. Frödin parle de „mers de blocs” et d'îlots de terre fine qu'il a trouvés là-bas au-dessus de 2600 m. Il écrit: „Mais les flaques argileuses que j'ai trouvées sur le Pic-du-Midi et dont j'ai rencontré quelques exemplaires dans le terrain caillouteux devant le front du glacier septentrional de la Maladetta ne sont que des formes extrêmes ou peut-être embryonnaires de sols réticulaires des pays polaires”. J. Frödin a trouvé au Pic-du Midi au mois d'août, que le sol était gélé à partir de 2 à 5 décimètres audessous de la surface. Dans la région du Mont Perdu De Llaraena a signalé en 1936, des sols polygonaux bien développés. L. Garcia-Sainz en 1941, a ramené des informations sur les sols polygonaux de la région située près de la source du Flamisell. A. Cailleux et P. Hupé ont les premiers en 1947 attiré l'attention sur les sols polygonaux et striés bien développés du massif de Néouvielle. Dans leur publication de 1947 (A. Cailleux et P. Hupé), ils ont décrit ces sols et ils ont indiqué leur emplacement géographique avec précision. Mes propres recherches ont pu se baser sur leurs indications. A ce propos l'exactitude de ces indications fut confirmée. En 1961, P. Hupé a décrit autres trouvailles de sols polygonaux dans le massif du Néouvielle.

Je suis reconnaissant envers Messieurs les Professeurs M. Matschinski et A. Cailleux de l'encouragement et du soutien qu'ils m'ont apportés dans mes recherches. Les nombreuses indications bibliographiques en partie récentes que Messieurs les Professeurs M. Matschinski et A. Cailleux m'ont communiquées furent une base importante pour mes recherches.

Mes observations et mesures ont été faites dans les Pyrénées en août, septembre et une partie d'octobre 1960. C'est la saison pendant laquelle les sols polygonaux et striés sont accessibles: début août, ils se trouvent encore en partie sous d'épaisses couches de névé; la deuxième partie de septembre apporte déjà de la neige nouvelle, alors que souvent dans les premiers jours d'octobre une épaisse couche de neige rend la région inaccessible.

Une difficulté dans l'étude des sols polygonaux et striés du massif de Néouvielle résulte du fait que ceux-ci sont très éloignés d'une possibilité d'hébergement et de chemins praticables. Par exemple des observations précises dans la région entre Pic Long et Pic du Bugarrét ne sont

pratiquement possibles que si, en chemin, on passe la nuit sous la tente. C'est pourquoi je fus heureux de pouvoir séjourner, grâce à l'hospitalité bienveillante de Monsieur le Professeur E. Angelier, au Laboratoire Biologique d'Orédon de l'Université de Toulouse, dont l'emplacement était très propice à mes recherches. C'est à mon séjour au Laboratoire d'Orédon que je dois une partie notable du succès de mon travail scientifique. Je remercie beaucoup Monsieur le Professeur E. Angelier pour son accueil cordial, pour la mise à ma disposition d'appareils scientifiques et de résultats de mesures et aussi pour son aide personnelle. Qu'il me soit permis, en souvenir de cette époque aussi très précieuse du point de vue humain, de joindre en photo 19 une représentation du „Labo Orédon". Le Laboratoire est situé au bord Est du lac d'Orédon (1855 m). Les baraques délaissées dans le fond du photo 19 datent de la construction du barrage.

Le massif de Néouvielle présente — si on fait abstraction du Pic de Vignemale (3298m) à la frontière espagnole — les plus grands sommets de la partie française des Pyrénées centrales. Il appartient à la zone axiale des Pyrénées et est fait de roches anciennes. Sa région centrale est formée de granites et par places d'autres roches éruptives. Dans la partie sud se trouvent des schistes et des calcaires de composition très variable; les calcaires sont souvent fortement métamorphisés. Les plus grands sommets du massif sont le Pic Long (3191m), qui forme la frontière au sud-ouest de la région granitique, le Pic de Camp Biéilh (3172 m), qui se trouve déjà dans le domaine de la zone méridionale de schistes et de calcaires, ainsi que le Pic d'Aubert (3092 m) au centre du massif.

Dans cette région, la limite de la forêt se trouve aux environs de 2300 m, la limite climatique des neiges aux environs de 3000 m. Les glaciers ne se présentent que sur les côtés nord et nord-est du Pic Long, ainsi que dans le domaine du Pic d'Aubert. Les glaciers régressent et présentent par rapport à la carte de Léon Maury (1 : 20 000; 1947) depuis l'année 1905 une régression notable. A peu près à 1 km au nord-nord-est du Pic de Camp Biéilh se trouvaient une calotte de névé (de diamètre environ 25 m) ainsi que quelques taches de névé plus petites, qui ont subsisté pendant l'été 1960: vraisemblablement cette calotte ne disparaît pas totalement même pendant des étés chauds.

La fig. 1 montre une vue de la partie centrale du massif de Néouvielle. Dans cette figure les régions où j'ai trouvé l'été 1960 des sols polygonaux et striés bien développés sont hachurées. Pendant mes excursions l'été 1962 j'ai trouvé encore: un sol polygonal mal développé du type hétérogène (diamètre des polygones circa 15 cm) sur la crête de Et Béréd d'Estaranhe (2890 m) entre Pic d'Estaranhe et Las Cintes Blanques; un sol

polygonal encore un peu submergé du type homogène (diamètres des polygones de 10—20 cm) dans la Montagne de Nèu Biélh à 2790 m, 1 km à ouest-ouest-sud du Pic d'Aubert.

Pour tous les sols polygonaux et striés que j'ai observé dans le massif de Néouvielle il s'agit de formes miniatures, dont le diamètre ou la distance des bandes est compris habituellement entre 10 et 20 cm, mais ne dépassant jamais 35 cm. Pour les sols de la région située au nord du Pic de Camp Biélh et au nord-ouest du Pic de Bugarrèt il s'agit du type hétérogène; pour le petit emplacement au nord-ouest du Pic d'Aubert, il s'agit du type homogène.

Des sols polygonaux et striés bien développés se trouvent sur la crête qui se dirige du Pic de Bugarrèt vers le nord-ouest. Cette région ne pouvant être atteinte qu'après de très longues marches à pied, comme nous l'avons dit, est moins facile à étudier de façon précise que la région au nord du Pic de Camp Biélh. C'est pourquoi j'ai concentré mes recherches sur cette dernière région. Les photos 20 et 21 (22. 8. 1960) proviennent de la crête (3000 m) au nord-ouest du Pic de Bugarrèt. Le photo 20 montre un sol polygonal, le photo 21 montre le passage de sols polygonaux aux sols striés; les pierres qui forment les lisières sont des débris calcaires. Les photos 20 et 21 sont des reproductions de diapositifs en couleur que je dois à Monsieur Dr.-es-Sciences, P. Cassagnau qui les a photographiés pour moi.

Le plus grand sommet vu sur le photo 1 est le Pic de Camp Biélh (3172 m). La crête descendant vers la gauche atteint un peu avant le bord gauche du photo son point le plus bas et se prolonge alors vers le Pic d'Estaranhe (3066 m) qui n'est plus visible. Vers la droite (nord-ouest) la pente du Pic de Camp Biélh est d'abord raide (environ 35°) et devient ensuite de plus en plus faible. Le pied plus plat du Pic de Camp Biélh est visible dans la moitié gauche du photo 2, qui se trouve presque immédiatement à droite du photo 1. Au centre du photo 2 se trouve le Pic de Badét (3162 m) à sa droite, le Pic Long (3191 m) au-dessous de ces deux sommets on reconnaît le glacier avec ses moraines. Les photos 1 et 2 sont photographiés à partir de la même position, à savoir une petite crête intermédiaire (2880 m); le Pic de Camp Biélh se trouve au sud-sud-ouest, le Pic Long à l'ouest. Les photos 1 et 2 ont été pris le 21. 9. 60 — quelques jours après la première chute notable de neige nouvelle — et permettent de se représenter la partie sud de la grande cuvette dans la „Montagne de Cap de Long”. Dans le photo 2, on peut reconnaître vers le bas le ravin dirigé du sud au nord et qui partage cette cuvette en deux moitiés. La moitié ouest (photo 2) est formée de granite, à l'exception du contrefort du Pic de Camp Biélh formé de schistes et de calcaires. Ce

contrefort, s'étendant dans le photo 2 à mi-hauteur de la gauche jusqu'au milieu de l'image, est le seul endroit dans la moitié ouest de la cuvette (environ 2900 m) où j'ai pu trouver des sols polygonaux et striés. Je n'ai pas pu trouver de sols polygonaux et striés dans la prolongation méridionale de la cuvette entre le Pic de Camp Biélh et le Pic de Badét. Cet état de chose semble être dû au manque de terre fine.

Cependant dans la moitié „est” de la cuvette, formée de schistes et de calcaires j'ai fait de riches découvertes: le photo 1 en montre la partie méridionale. C'est à 3050 m d'altitude que j'ai trouvé les sols polygonaux les plus élevés de cette région. Ces sols polygonaux et striés à petites mailles (10 à 15 cm) se trouvaient sur le petit dos plat qu'on reconnaît dans le photo 1 à gauche du Pic de Camp Biélh par la silhouette montant vers la gauche. J'ai trouvé de tels sols jusque dans le voisinage immédiat (jusqu'à 1/2 m) de l'escarpement presque vertical vers le sud-est. Cette découverte est évidemment un argument — comme cela a déjà été montré par A. Cailleux et P. Hupé (1947) — contre la formation des sols striés en tant que sillons formés par l'eau de fusion. Dans le photo 1, en bas vers la gauche, on reconnaît la callote de névé citée auparavant ainsi que plus haut à gauche une tache de neige.

Les photos 3—8 montrent des vues prises dans un petit domaine (2880 m) qui se trouve à peu près au point de rencontre des diagonales du photo 1. Les photos ont été pris le 31. 8. 60, donc à une époque où les taches de neiges (de cette région) avaient presque atteint leur minimum d'été. Pourtant les sols polygonaux et striés se trouvent encore dans le voisinage immédiat du névé en régression (photos 3, 5) et n'ont été dégagés du névé que peu de semaines plus tôt.

Le photo 3 montre le domaine précédent en entier. C'est une petite bosse qui porte plusieurs essaims de sols polygonaux et striés. La roche en place est du schiste jaune-brun contenant des éléments argileux et calcaires. La désagrégation par le gel de la roche poreuse en débris et en matériel granuleux fin est très avancée. Dans l'arrière plan du photo 3, on reconnaît le socle granitique du massif d'Aubert situé au nord. Un peu à la gauche du centre du photo 3 on voit l'une des bandes souvent utilisées pour mes mesures; les segments rouges et blancs ont une longueur de 10 cm. La bande de mesure se trouve dans un essaim dont le photo 4 montre une partie. A droite, en bas à gauche et dans le fond à gauche de cet essaim il y en a d'autres.

Le photo 4 montre quelques polygones étirés, qui à l'intérieur de cet essaim font voir la forme de transition des polygones normaux aux striés. Dans mes observations, j'ai souvent trouvé de telles formes de transition, et ceci, en accord avec les nombreux rapports d'autres auteurs, pour des

pententes comprises entre 3° et 7° (le couteau de poche d'une longueur de 8 cm permet de comparer les dimensions).

Le photo 5 montre un sol polygonal bien développé dont le photo 6 montre un détail grossé: la tache de neige à la limite gauche qui a subsisté pendant cet été et pendant bien des étés précédents apporte l'eau de fusion à cet essaim, et ainsi les îlots de terre sont toujours humides, quelquefois même saturés d'eau. Les fragments de pierre constituant les lisières ne présentent pas les formes plates des débris calcaires qu'on trouve plus au sud-est, mais sont très irréguliers par leur forme et leur surface. Une position préférentielle notable des pierres n'a pu être observée, comme le montre le photo 6; les îlots de terre contiennent encore beaucoup de petites pierres.

Le photo 7 montre un essaim dans le voisinage immédiat du précédent et qui par la composition du matériel lui est apparenté. La différence évidente entre les deux vient du fait que l'essaim du photo 7 est desséché et que pour cette raison premièrement les îlots de terre se sont affaissés jusqu'à la même hauteur ou même plus bas que les lisières de pierres, et que deuxièmement à cause de l'analogie de la composition chimique des matériaux fins et grossiers le contraste entre terre et pierres disparaît presque. La proximité de la tache de neige voisine montre que ce sol polygonal était encore, quelques semaines auparavant, très riche en eau de fusion. Au moment de l'observation il était complètement desséché parce qu'il repose sur une roche imperméable en forme de bassin, qui ne laisse pas pénétrer d'eau par le bas. Ainsi depuis que le névé en régression l'a laissé apparaître, ce sol polygonal n'est imprégné d'eau qu'à pendant quelques jours et tombe par la suite jusqu'au prochain recouvrement de neige dans un état inactif et insignifiant de sorte qu'on peut ne pas le discerner.

Le photo 8 montre aussi un sol polygonal, qui est déjà assez desséché. Contrairement au photo 7 on s'aperçoit dans le photo 8 que les lisières sont un peu découpées face aux îlots de terre et en partie très pauvre en pierres. On peut déjà considérer un tel essaim comme une transition entre le type hétérogène et le type homogène. Au bord inférieur de l'image on peut reconnaître facilement un polygone étiré.

Les photos 9—17 ont été pris le 12. 9. 60, donc quelques jours avant les premières grandes chutes de neige de l'été. Les sujets montrés dans les photos 9—17 ont à peu près les positions suivantes: photos 14 et 15 (2880 m): à proximité des sujets décrits précédemment (photos 3—8); photos 9, 10, 16 (2875 m): à peu près 50 m plus loin au nord de la calotte de névé; photos 11, 12, 13 (2870 m): un endroit qui dans le photo 1 est caché par la petite crête au centre de l'image; photo 17(2880 m): dans le photo 1 un peu à gauche du milieu de l'image.

J'ai eu plusieurs fois l'occasion d'observer comment des sols polygonaux et striés étaient libérés des taches de névé en fusion. Dans ce stade, la richesse du sol en eau est évidemment maximum, de sorte qu'on peut facilement faire avec le pied un trou de 10 cm de profondeur, qui se remplit alors immédiatement d'eau. Le photo 9 représente un sol polygonal à ce stade; on reconnaît en haut encore le névé. Du point de vue du profil superficiel cet état a des analogies avec l'état de sécheresse: le réseau de pierres n'est pas enfoncé dans les fentes (photo 7), mais forme avec les îlots de terre une surface presque plane. On a l'impression que cette égalisation est due à la pression des taches de neige. Mais quelques jours plus tard cet état plan se transforme dans l'état à profil caractéristique ainsi qu'il apparaît par exemple dans le photo 10. L'affaissement du réseau de pierres relativement aux îlots de terre commence à se produire, selon toute vraisemblance indépendamment de l'influence de la ségrégation de glace; à savoir par l'enfoncement des pierres lourdes dans la terre encore visqueuse.

Le photo 11 montre un sol strié; le premier plan est constitué par la partie la plus élevée de la pente. Les bandes suivent exactement les lignes de pente bien que celle-ci aient une courbure vers le côté d'environ 50° avec un rayon de courbure de 3 à 4 m. Les pierres des bandes sont en calcaire gris blanc et ont de préférence une forme plate. Au premier plan du photo 11 on reconnaît la roche en place; du calcaire gris blanc qui se trouve dans un état de forte désagrégation. On voit nettement comment les éclats de calcaire se sont déplacés à partir de leur lieu d'origine (en avant) vers le bas. De même la disposition globale et la répartition des éclats dans le photo 11 font apparaître l'écoulement vers le bas du matériel (par solifluxion) le long des bandes. Le photo 21 déjà citée et où la pente descend de la gauche vers la droite est très intéressante à ce point de vue. On y reconnaît à gauche un morceau de roche formée de schiste argileux jaune-brun (ce qui n'est malheureusement pas visible dans la reproduction en noir et blanc). Ce morceau de roche est entouré de stries et de polygones dont la disposition présente une analogie surprenante avec les lignes de courant d'un obstacle dans un liquide visqueux en écoulement: la roche argileuse se trouve dans un courant de stries; dans „l'ombre du courant” derrière la roche argileuse beaucoup d'éclats se sont déposés; un peu plus loin derrière l'obstacle les stries se courbent des deux côtés en se rapprochant et semblent s'y arrêter là en formant des polygones et des polygones étirés. Tous les éclats sont en calcaire gris-blanc, il ne peuvent donc provenir de la roche formant obstacle.

Le photo 12 montre un détail du photo 11; à savoir, à la gauche du mi-hauteur de l'image. Le photo 13 montre un détail du photo 12. Dans

le photo 12 et en particulier dans le photo 13 on reconnaît une forme de transition du sol strié au sol polygonal qu'on trouve sur de petites pentes (photo 20). Mais cette forme de transition est tout à fait différente du polygone étiré; ce sont des anastomoses de plus en plus nettes qui partagent les stries en polygones quadratiques.

Le photo 14 et le photo 15, qui en représente un détail, montrent des sols striés, qui se distinguent de ceux des photos 11 et 12. D'après cette différence on pourrait classer les sols striés en types comme cela a été réalisé par exemple par H. Poser (1933, p. 107—108). Cependant, je crois qu'une telle classification n'est pas justifiée dans notre cas présent. L'aspect différent des photos 14 et 15 d'une part, 11 et 12 d'autre part, vient surtout du fait que pour les photos 14 et 15 la surface est recouverte par trop de pierres de forme et de grandeur différentes, de sorte que la terre fine ne peut pas percer à tous les endroits la couche caillouteuse.

Le photo 16 montre un sol polygonal du type homogène. On ne voit pas de bombement des îlots de terre, probablement parce que dans la genèse la dessiccation joue la rôle le plus important. En comparant ce sol aux réseaux de dessiccation ordinaires, on remarque que premièrement les fentes particulièrement larges, communes à plusieurs polygones, sont très rares et que deuxièmement, il se présente assez souvent des sommets où quatre côtés se touchent. A titre de comparaison le photo 22 (4. VIII. 60, 2000 m) montre un exemplaire relativement régulier d'un réseau de dessiccation. On y voit quelques grandes fentes qui limitent de chaque côté jusqu'à 5 polygones; par ailleurs il apparaît souvent des sommets où se trouvent un angle de 180° et deux angles presque égaux dont la somme fait 180° . Le photo 23 (29.VIII.60; 2100 m) montre un réseau de dessiccation au début de son évolution. On y voit différentes fentes qui sont bifurquées, ce qu'on peut expliquer très probablement (d'après M. Matschinski, voir avant-dernier chapitre) par la superposition des tensions à la rencontre de deux fentes se formant simultanément.

Dans le photo 17 on peut apercevoir quelques fentes — probablement des fentes de dessiccation. Les pierres réparties à la surface ne présentent pas de disposition régulière; cependant ces pierres se trouvent de préférence sur ou près des fentes dans lesquelles elles vont certainement tomber quand les fentes s'agrandiront. De cette manière les pierres pourraient s'amasser dans les lisières et former finalement un sol polygonal du type hétérogène. Il pourrait ainsi s'agir dans le photo 17 d'un état embryonnaire. Le photo 24 (31.VIII.60, 2875 m) montre que des pierres d'un diamètre de quelques centimètres; reposant dans la boue, forment généralement le point de départ, ou d'arrivée, de fentes de retrait, donc ne se trouvent qu'exceptionnellement à l'intérieur des polygones formés par les fentes

de retrait. Ceci est facilement explicable du point de vue physique puisque les pierres avec leur dimensions constantes forment des points singuliers dans le matériel en contraction.

Le photo 25 (2700 m) et le photo 18 qui en montre un détail, ont été photographiés le 2. IX. 1960, 0,7 km au nord-ouest du sommet du Pic d'Aubert. A côté de cet exemplaire bien développé je n'ai trouvé, dans la région à l'ouest du massif d'Aubert, que quelques sols polygonaux du type homogène moins bien développés. L'essaim représenté sur le photo 25 a pris naissance apparemment en tant que réseau de fentes de retrait. Ce qui est intéressant, c'est qu'aux bords de l'essaim les propriétés caractéristiques du réseau de dessiccation se sont encore assez bien conservées (pas de bombement des polygones, beaucoup de sommets avec un angle de 180°); par contre la région centrale — photo 18 — donne l'impression que le réseau de retrait initial a été modifié par des influences postérieures comme par exemple l'action du gel. Même si les photos 25 et 18 ne montrent pas de sol polygonal tout à fait régulier avec des polygones fortement bombés, elles permettent quand même de penser qu'une action plus forte ou plus longue des forces de régularisation postérieures puisse transformer un réseau de dessiccation en un sol polygonal régulier.

Dans la cuvette au nord du Pic de Camp Biélh, j'ai pu observer souvent des îlots de terre fine, qui s'étaient développés parfois entre de grosses pierres rangées d'une manière compacte, et qui donnaient même l'impression de s'être frayés un passage en repoussant les pierres avec force. Les photos 26, 27, 28 (21. IX. 60, 2880 m; 24. IX. 60, 2922 m; 24. IX. 60, 2875 m) montrent plusieurs cas de cette espèce. On peut reconnaître dans le photo 27 un début de sol polygonal, dans le photo 28 un sol polygonal déjà bien développé. On voit que même de grosses pierres (jusqu'à 10 cm de diamètre) sont repoussées vers les côtés, mais que des pierres aussi grosses ont empêché naturellement le développement d'un sol polygonal régulier à petites mailles. Dans la formation d'îlots de terre fine (photo 26), qui exercent une poussée vers le haut — photo 27 — en repoussant les pierres dans les lisières — photo 28 — on peut voir les phases de l'évolution, commençant par l'état embryonnaire, d'un sol polygonal.

A différents endroits et différentes époques, j'ai détruit en partie des sols polygonaux pour observer leur régénération. De telles expériences déjà connues — qui ne constataient au cours d'une année que des mouvements de quelques centimètres — laissaient prévoir que je ne pouvais compter au cours de quelques semaines que sur de très petits débuts de régénération. Pourtant j'attendais le résultat avec beaucoup d'intérêt parce que je voulais savoir si, peut-être, la régénération n'avait lieu qu'en hiver sous la couche de neige. Dans deux cas j'ai pu observer sur une durée

de trois semaines, une modification notable dans le sens d'une régénération. Le premier cas est illustré par les photos 29, 30, 31 qui montrent un endroit proche du sujet des photos 9 et 10. Le photo 29: 31. VIII. 60, avant la destruction; photo 30: 31. VIII. 60, après la destruction; photo 31: 24. IX. 60. En 24 jours beaucoup de petites pierres se sont nettement dégagées de la couche de boue écrasée et piétinée jusqu'à être plane et de petites pierres plates, qui étaient dans la position couchée, se sont redressés; la surface rendue plate par l'écrasement présente de nouveau après 24 jours de faibles bombements qui donnent l'impression de polygones se reformant lentement. J'espère que la reproduction imprimée est assez exacte pour qu'il soit possible de reconnaître ces modifications.

OBSERVATIONS ET MESURES DANS LA NATURE:
RESULTATS STATISTIQUES, REPARTITION ET MORPHOLOGIE,
VITESSE DES MOUVEMENTS; TEMPERATURES

Ce chapitre constitue la suite du chapitre précédent et traite de mes observations et mesures dans le massif de Néouvielle, dans la mesure où elles n'ont pas encore été traitées en relation avec les travaux photographiques. Commençons par l'étude statistique de quelques reproductions photographiques.

RESULTATS STATISTIQUES

Comme il a été expliqué plus haut, la structure géométrique des réseaux polygonaux est en relation avec leur naissance; par exemple les fentes de dessiccation présentent une tendance à l'hexagonalité, les fentes de contraction thermiques tendant vers la tétragonalité. Les grandeurs essentielles pour la caractérisation géométrique sont les grandeurs n , le nombre de côtés d'un seul polygone, et μ , le nombre de côtés se touchant en un sommet et leurs moyennes arithmétiques \bar{n} respectivement $\bar{\mu}$ et $\bar{\mu} \cdot \bar{n}$ sont reliés par la formule (12) de M. Matschinski (1954):

$$\bar{n} = \frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} \cdot (1 - 2/f),$$

où f représente le nombre de polygones sur la surface totale fermée sur elle-même.

J'ai fait des examens statistiques de la structure géométrique sur trois réseaux polygonaux distincts de surface pratiquement plane et horizontale:

- (a) sur un réseau de fentes de dessiccation (photo 22);

(b) sur un sol polygonal du type hétérogène (photo 5);

(c) sur une forme de transition entre réseau de retrait (dessiccation) et sol polygonal du type homogène (photo 25).

Avant de procéder aux calculs concrets des différents cas, il faut se rappeler que, pour la fixation des valeurs de \bar{n} et de $\bar{\mu}$ pour des réseaux polygonaux naturels, on ne peut éviter une certaine part d'arbitraire quelque fois importante: en effet il peut arriver — et ce n'est par rare, en particulier pour les réseaux de dessiccation — que certaines lignes soient très peu évoluées ou qu'elles se terminent peu avant la rencontre avec une autre fente. Il faut alors décider si l'on reconnaît une telle ligne ou si on l'ignore. D'autre part, faut-il considérer deux croisements très proches comme deux sommets avec chacun $\mu = 3$ ou bien comme un seul sommet avec $\mu = 4$? La question est encore beaucoup plus critique. Le choix peut être fixé par des considérations purement géométriques en se basant sur la distance des sommets, mais on peut aussi juger à peu près d'après le caractère des fentes en question si la rencontre est purement accidentelle ou non (par exemple en cas de fentes se coupant). Pour des sols polygonaux hétérogènes avec de larges lisières (par exemple photo 10), il est impossible en beaucoup d'endroits de faire une distinction fondée entre $\mu = 3$ et $\mu = 4$. Dans mes considérations statistiques suivantes j'ai négligé les lignes très faibles et j'ai pris $\mu = 4$ pour un sommet lorsque 4 lignes se rencontraient à une distance inférieure à environ 5% de diamètre polygonal moyen. Si j'avais fixé des conditions très rigoureuses, le nombre de sommets avec $\mu = 4$ aurait été beaucoup plus petit (environ 2 ou 3 fois plus petit). Ce fait est très important pour la théorie de la formation des fentes de retrait.

(a) Réseau de dessiccation d'après le photo 22

Montrons par cet exemple que la relation entre \bar{n} et $\bar{\mu}$ d'après la formule (12) de M. Matschinski peut être utilisée de deux manières différentes:

(a₁) Bien qu'il ne s'agisse d'un réseau polygonal recouvrant une surface fermée sur elle-même, mais seulement d'une portion d'une telle surface, la formule (12) est valable si on procède de la manière suivante: on limite la portion par une ligne de séparation fermée qui coïncide toujours avec des côtés de polygones; les côtés extérieurs partant de cette ligne de séparation sont considérés comme non existants. Il faut alors se représenter cette portion appliquée sur une grande sphère. Ce réseau peut être considéré comme complètement fermé en ajoutant à la portion de polygones limitée le polygone restant (très grand) qui a exactement

autant de côtés que la ligne de séparation touche de polygones. Le nombre total de polygones est représenté par la grandeur f dans la formule (12).

D'après ce procédé, j'ai obtenu les valeurs suivantes:

Nombre des côtés:	2	3	4	5	6	7	8	26
Nombre des polygones:	1	5	10	11	7	4	3	1

Sommets: 72 à $\mu = 3$; 4 à $\mu = 4$

Alors: $\bar{n} = \frac{232}{42} = 5,52$; $\bar{\mu} = \frac{232}{76} = 3,05$; $f = 42$

En introduisant ces valeurs dans la formule (12) l'égalité des deux membres est vérifiée.

Cette méthode statistique fournit donc même pour des réseaux polygonaux plans limités une relation exacte entre \bar{n} et $\bar{\mu}$. On peut se servir de cette méthode pour la fixation indirecte de \bar{n} à partir de $\bar{\mu}$. Mais du fait qu'on néglige les côtés à l'extérieur partant de la ligne de séparation, cette méthode introduit une perturbation des polygones et sommets sur les bords; \bar{n} et $\bar{\mu}$ sont ainsi fausses par rapport au réseau non limité. Dans le cas spécial où la ligne de séparation coïncide avec le bord naturel d'un réseau polygonal limité \bar{n} et $\bar{\mu}$ ne sont évidemment pas faussés. Mais un tel réseau avec un bord naturel est différent par sa nature d'une portion correcte de réseau illimité. D'après la formule (12) on obtient pour le même $\bar{\mu}$ dans le premier cas un \bar{n} plus petit que dans le deuxième. Il faut en conclure que dans le choix d'une portion de réseau polygonal il faut éviter les limitations naturelles.

(a₂) Sans le facteur correctif $\left(1 - \frac{2}{f}\right)$ la formule (12) n'est exactement valable que pour des réseaux polygonaux plans d'expansion illimitée. Dans l'application aux réseaux polygonaux limités s'introduisent des divergences de nature statistique d'autant plus importante que le nombre de polygones est petit. Pour éviter des fautes systématiques il faut choisir la ligne de séparation en évitant les limitations naturelles du réseau polygonal et de manière qu'elle ne coupe pas de sommet. Seulement des polygones complets entrent en ligne de compte pour la statistique. Pour le photo 22 j'ai obtenu, en excluant les polygones qui sur l'image se trouvent sous la touffe d'herbe, le résultat suivant: On obtient:

$$\bar{n} = 5,7; \bar{\mu} = 3,05 \text{ et ainsi } \frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,81$$

Cette dernière valeur est en accord d'une manière satisfaisante avec la valeur de \bar{n} quand on considère le nombre relativement petit de polygones utilisés pour la statistique.

En général on s'intéresse beaucoup moins à la forme concrète limitée d'un réseau polygonal plan qu'au type géométrique de celui-ci; c'est-à-dire un réseau polygonal plan fictif, infini dans toutes les directions dont le réseau observé réellement représente un extrait. Pour le réseau fictif illimité n et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ ont exactement la même valeur. Les valeurs \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ pour le réseau concret ne diffèrent donc que dans le cadre de fluctuations statistiques. La meilleure caractérisation du type de réseau est obtenue quand on choisit la moyenne arithmétique (\bar{n}_m des valeurs \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ fournies par le réseau concret. Pour le cas précédant on obtient donc: $\bar{n}_m = 5,75$.

(b) Sol polygonal du type hétérogène d'après le photo 5

Le problème de la limitation par un bord naturel apparaît ici clairement: au bord du sol polygonal les lisières de pierres entourant les polygones de terre fine se confondent avec une couche de pierres continue. Cette couche de pierres limite le sol polygonal de tous les côtés. Il s'agit donc du cas d'un réseau polygonal limité par une ligne le long des côtés des polygones extérieurs; il n'existe pas de côtés se séparant de cette ligne vers l'extérieur. Ce système polygonal fermé se compose de la manière suivante:

Nombre des côtés:	3	4	5	6	7	8.
Nombre des polygones:	6	9	16	12	2	3

Sommets: 86 à $\mu = 3$; 4 à $\mu = 4$

On en tire: $\bar{n} = 5,09$; $\bar{\mu} = 3,04$; $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,83$.

\bar{n} est donc notablement inférieur à la valeur de $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$, ce qui confirme l'affirmation théorique qualitative formulée dans (a_1). Or il n'y a pas de faute dans le dénombrement des polygones ou des sommets: en effet si on ajoute encore à l'ensemble des polygones le polygone à 30 côtés et si dans la formule (12) on considère le facteur $\left(1 - \frac{2}{f}\right)$, les deux membres de la formule sont exactement égaux.

Pour obtenir à partir du réseau polygonal du photo 5 la portion la plus grande possible et tout de même caractéristique pour le type de réseau, j'ai „défait” la deuxième fois tous les polygones sur le bord, c'est-à-dire j'ai ignoré tous les côtés extérieurs. Il en résulte la répartition suivante:

Nombre des côtés:	4	5	6	7	8
Nombre des polygones:	3	7	9	1	3

Sommets: 61 à $\mu = 3$; 4 à $\mu = 4$

Ainsi $\bar{n} = 5,74$; $\bar{\mu} = 3,06$; $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,77$.

En réalité on pouvait s'attendre à une plus grande différence entre \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ vu le nombre restreint de polygones observés.

(c) Une forme de transition entre le réseau de fentes de retrait et le sol polygonal: photo 25

Dans le réseau polygonal en question j'ai choisi une portion allongée avec 159 polygones. Le dénombrement a donné:

Nombre de côtés:	4	5	6	7	8	9
Nombre des polygones:	20	50	63	21	4	1
% des polygones:	12,5	31,5	40	13	2,5	0,5

Sommets: 301 à $\mu = 3$; 28 à $\mu = 4$

Alors: $\bar{n} = 5,64$; $\bar{\mu} = 3,09$

Les valeurs $\bar{n} = 5,64$ et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,68$ ne présentent donc qu'une petite différence. Ce à quoi on pouvait s'attendre puisque la statistique se basait sur un grand nombre de polygones et de sommets. On peut ainsi considérer la valeur \bar{n}_m comme une valeur caractérisant avec précision le type de réseau ($\bar{n}_m = 5,66$).

Comme le montre la détermination précédente du pourcentage des polygones selon le nombre de leurs côtés, il existe aussi à côté des hexagones et des pentagones un pourcentage appréciable de quadrilatères et d'heptagones. Ce fait est en accord avec la régularité peu développée qui apparaît à première vue dans le photo 25. En réalité la statistique du nombre de côtés des polygones ne peut pas, à elle seule, donner des renseignements suffisants sur la régularité d'un réseau polygonal. Cela est évident puisque, par exemple, on peut obtenir par une déformation continue d'un réseau hexagonal régulier un réseau très irrégulier qui n'est constitué que par des hexagones; d'autre part il existe des réseaux d'aspect très régulier avec $\bar{n} = 6$ qui sont constitués alternativement par des quadrilatères et des octogones.

A ce propos qu'il soit permis d'indiquer, au sujet de l'examen statistique de la régularité, quelques idées dont l'étude précise et quantitative n'est

En général on s'intéresse beaucoup moins à la forme concrète limitée d'un réseau polygonal plan qu'au type géométrique de celui-ci; c'est-à-dire un réseau polygonal plan fictif, infini dans toutes les directions dont le réseau observé réellement représente un extrait. Pour le réseau fictif illimité n et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ ont exactement la même valeur. Les valeurs \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ pour le réseau concret ne diffèrent donc que dans le cadre de fluctuations statistiques. La meilleure caractérisation du type de réseau est obtenue quand on choisit la moyenne arithmétique (\bar{n}_m des valeurs \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ fournies par le réseau concret. Pour le cas précédant on obtient donc: $\bar{n}_m = 5,75$.

(b) Sol polygonal du type hétérogène d'après le photo 5

Le problème de la limitation par un bord naturel apparaît ici clairement: au bord du sol polygonal les lisières de pierres entourant les polygones de terre fine se confondent avec une couche de pierres continue. Cette couche de pierres limite le sol polygonal de tous les côtés. Il s'agit donc du cas d'un réseau polygonal limité par une ligne le long des côtés des polygones extérieurs; il n'existe pas de côtés se séparant de cette ligne vers l'extérieur. Ce système polygonal fermé se compose de la manière suivante:

Nombre des côtés:	3	4	5	6	7	8.
Nombre des polygones:	6	9	16	12	2	3

Sommets: 86 à $\mu = 3$; 4 à $\mu = 4$

On en tire: $\bar{n} = 5,09$; $\bar{\mu} = 3,04$; $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,83$.

\bar{n} est donc notablement inférieur à la valeur de $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$, ce qui confirme l'affirmation théorique qualitative formulée dans (a_1). Or il n'y a pas de faute dans le dénombrement des polygones ou des sommets: en effet si on ajoute encore à l'ensemble des polygones le polygone à 30 côtés et si dans la formule (12) on considère le facteur $\left(1 - \frac{2}{f}\right)$, les deux membres de la formule sont exactement égaux.

Pour obtenir à partir du réseau polygonal du photo 5 la portion la plus grande possible et tout de même caractéristique pour le type de réseau, j'ai „défait” la deuxième fois tous les polygones sur le bord, c'est-à-dire j'ai ignoré tous les côtés extérieurs. Il en résulte la répartition suivante:

Nombre des côtés:	4	5	6	7	8
Nombre des polygones:	3	7	9	1	3

Sommets: 61 à $\mu = 3$; 4 à $\mu = 4$

Ainsi $\bar{n} = 5,74$; $\bar{\mu} = 3,06$; $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,77$.

En réalité on pouvait s'attendre à une plus grande différence entre \bar{n} et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2}$ vu le nombre restreint de polygones observés.

(c) Une forme de transition entre le réseau de fentes de retrait et le sol polygonal: photo 25

Dans le réseau polygonal en question j'ai choisi une portion allongée avec 159 polygones. Le dénombrement a donné:

Nombre de côtés:	4	5	6	7	8	9
Nombre des polygones:	20	50	63	21	4	1
% des polygones:	12,5	31,5	40	13	2,5	0,5

Sommets: 301 à $\mu = 3$; 28 à $\mu = 4$

Alors: $\bar{n} = 5,64$; $\bar{\mu} = 3,09$

Les valeurs $\bar{n} = 5,64$ et $\frac{2 \cdot \bar{\mu}}{\bar{\mu} - 2} = 5,68$ ne présentent donc qu'une petite différence. Ce à quoi on pouvait s'attendre puisque la statistique se basait sur un grand nombre de polygones et de sommets. On peut ainsi considérer la valeur \bar{n}_m comme une valeur caractérisant avec précision le type de réseau ($\bar{n}_m = 5,66$).

Comme le montre la détermination précédente du pourcentage des polygones selon le nombre de leurs côtés, il existe aussi à côté des hexagones et des pentagones un pourcentage appréciable de quadrilatères et d'heptagones. Ce fait est en accord avec la régularité peu développée qui apparaît à première vue dans le photo 25. En réalité la statistique du nombre de côtés des polygones ne peut pas, à elle seule, donner des renseignements suffisants sur la régularité d'un réseau polygonal. Cela est évident puisque, par exemple, on peut obtenir par une déformation continue d'un réseau hexagonal régulier un réseau très irrégulier qui n'est constitué que par des hexagones; d'autre part il existe des réseaux d'aspect très régulier avec $\bar{n} = 6$ qui sont constitués alternativement par des quadrilatères et des octogones.

A ce propos qu'il soit permis d'indiquer, au sujet de l'examen statistique de la régularité, quelques idées dont l'étude précise et quantitative n'est

pas possible à cet endroit: pour caractériser avec plus de précision la régularité d'un réseau polygonal on peut par exemple étudier la répartition statistique du diamètre polygonal moyen et du rapport entre le diamètre maximum et le diamètre minimum. De tels examens sont fructueux lorsque le sol polygonal observé peut être considéré, par sa naissance, comme un système de domaines isolés se rencontrant. Cependant dans le cas où — comme dans le cas précédent — le sol polygonal est essentiellement un réseau de fentes, la répartition statistique des angles aux sommets est à considérer comme la fonction caractéristique. En raison de la différence (indiquée plus haut) des genres de bifurcation pour des fentes de retrait („cas A" et „cas B") on obtient des informations notables si on se limite à des sommets avec $\mu = 3$ et si par ailleurs on introduit les sommets avec un angle de 180° dans une fonction de répartition séparée.

REPARTITION ET MORPHOLOGIE DES SOLS POLYGONAUX

Dans la figure 1, la frontière entre le noyau granitique et les régions avoisinantes est indiquée par une ligne constituée de croix. Au cours d'une série d'excursions j'ai fouillé les deux domaines à la recherche de sols polygonaux et striés (K. Philberth 1961). Dans la région granitique je n'ai trouvé aucun sol polygonal du type hétérogène, bien que du point de vue topologique le massif d'Aubert (montagne de Nèu Biélhe, Montagne d'Aubert) présente des conditions aussi favorables pour leur formation que la région au nord du Pic de Camp Biélh ou au nord-ouest du Pic de Bugarrèt. De même en 1960 je n'ai trouvé dans la région granitique qu'un seul exemple bien développé du type homogène (photo 25), qui présente — comme il a été dit plus haut — des différences frappantes par rapport à un réseau de fentes de dessiccation. Deux autres exemples du type homogène, trouvés en 1960 non loin de là, diffèrent des réseaux de fentes de dessiccation habituels par le fait que les fentes constituent un réseau quelque peu régulier de polygones; il n'y a pas de fentes principales particulièrement larges, communes à beaucoup de polygones; de même les sommets comportant trois angles à peu près égaux sont relativement fréquents. Les fentes vont, comme celles de dessiccation, en zigzag — ce qui n'est pas le cas pour les sols polygonaux caractéristiques. D'autre part on n'observe pas le bombement de la surface des polygones propre aux sols polygonaux caractéristiques. Faut-il, d'après la définition, attribuer à ces deux mauvais exemplaires la désignation de sols polygonaux? En tous cas leur existence est intéressante dans la mesure où elle semble confirmer que sous certaines conditions, dépendant surtout du matériel, les fentes

de dessiccation peuvent former un réseau dont la structure géométrique est analogue à la structure de vrais sols polygonaux.

Je me suis demandé pourquoi la région granitique est si pauvre en sols polygonaux et j'en suis venu à la conception suivante: la terre provenant de la désagrégation de granite contient en fait — comme j'ai pu le montrer par une mesure — un faible pourcentage de matériel granuleux fin de diamètre du grain inférieur à 0,02 mm; les grains fins de diamètre inférieur à 0,002 mm manque complètement. C'est pourquoi le sol est perméable à l'eau et la teneur en eau indispensable à la formation de sols polygonaux n'est présente qu'au-dessus d'un sous-sol ou bien gelé ou bien constitué par un roc; ce sont là des conditions qui ne sont remplies que rarement. En réalité les nombreuses moraines du Massif d'Aubert sont constituées de matériel hétérogène, mais généralement le fond des roches sousjacent se trouve à une grande profondeur ou bien il est incliné de telle manière que l'eau peut s'écouler. Le sol polygonal du photo 25 se trouve dans une très petite cuvette rocheuse et il est protégé contre une trop longue isolation et contre les vents desséchants vers le sud et l'ouest par de petites parois rocheuses avoisinantes et vers l'est par le Pic d'Aubert. On pourrait penser que s'il y avait eu des pierres à un tel endroit un sol polygonal du type hétérogène se serait formé. En fait cela constituerait un cas très exceptionnel parce que dans cette région un tel site se présente rarement et qu'il est difficile de trouver — en dehors des moraines — un matériel hétérogène approprié.

Les domaines hachurés de la figure 1 au nord du Pic de Camp Biéllh et au nord-ouest du Pic de Bugarrèt représentent les endroits où j'ai trouvé beaucoup de sols polygonaux et striés; ceux-ci se sont développés en des formes plus ou moins bien constituées partout où le matériel, l'inclinaison de la pente et l'approvisionnement en eau étaient favorables. Il s'agissait dans la grande majorité des cas du type hétérogène du fait que dans cette région de schiste et de calcschiste les terrains constitués uniquement de terre fine sont très rares. Là où j'ai pu trouver dans de tels terrains des fentes de retrait, ces fentes présentaient généralement une structure géométrique du réseau qui ressemblait à celle de sols polygonaux caractéristiques; mais en général le bombement des polygones manquait.

Parmi les nombreux sols striés, je n'en ai pas trouvé du type homogène. D'autre part je n'ai pas rencontré le cas où se serait formé dans du matériel hétérogène un réseau de fentes quelque peu régulier avec des polygones bombés. On pouvait s'attendre à ces deux faits d'après l'état actuel des connaissances il me semble cependant que, du point de vue génétique, on n'a pas assez insisté jusqu'à présent sur le deuxième fait. Sans la supposition que le gel intervient d'une certaine manière, on ne pourrait com-

prendre pourquoi les mêmes phénomènes que chez les sols polygonaux de type homogène (réseau de fentes de retrait, bombement des polygones) ne peuvent pas aussi se produire quand des pierres sont mélangées à la terre. Seule l'action du gel peut fournir une explication plausible; si des pierres sont présentes celles-ci sont transportées, selon les mécanismes expliqués plus haut, par le gel vers le haut et vers les fentes latérales. Pour un matériel hétérogène l'action du gel transforme donc nécessairement un réseau de fentes en un réseau de pierres, c'est-à-dire en un vrai sol polygonal du type hétérogène.

A beaucoup de points de vue, la cuvette au nord et au nord-ouest du Pic de Camp Biélh (photos 1 et 2) constitue un terrain très favorable au développement de sols polygonaux et striés; les glaciers de l'époque glaciaire ont laissé de nombreuses bosses aplaties sur le fond de roche de la cuvette. Ces bosses se trouvent en général dans un état de désagrégation avancée. Les détritiques répandus sur les bosses et dans leur voisinage contiennent des pierres et des grains de toutes dimensions; jusqu'à moins de 0,001 mm de diamètre. Les éclats de calcschiste sont généralement irréguliers et tranchants; les éclats de calcaire et de schiste sont souvent plats. Normalement les bosses sont libérées de la neige en juin tandis que les dépressions voisines restent pendant tout l'été recouvertes de petites calottes de neige. De cette manière les sols polygonaux et striés sur les bosses sont approvisionnés en eau de fonte pendant de longs mois, sans être détruits par érosion. Le grand pourcentage de grains très fins a une double signification pour le comportement de l'eau: la forte adhésion capillaire favorise une grande teneur en eau; l'imperméabilité à l'eau assez grande freine d'une part un écoulement de l'eau vers le bas s'il n'y a pas de fond rocheux, d'autre part une ségrégation de glace (voir chapitre suivant). De même le voisinage de sommets de plus de 3000 m à l'est, au sud et à l'ouest, est sans doute favorable au développement de sols polygonaux et striés. Très souvent j'ai pu observer dans un ciel par ailleurs bleu un mince voile de nuages au-dessus de ces sommets (voir photo 1) affaiblissant notamment le rayonnement thermique du soleil.

En accord avec les rapports de A. Cailleux et P. Hupé (1947), je n'ai trouvé de sols polygonaux et striés dans la Montagne de Cap de Long qu'au-dessus de 2700 m. La cuvette au nord du Pic de Camp Biélh descend dans sa partie septentrionale continuellement jusqu'à 2600 m. Là j'ai pu observer un peu au-dessus de 2600 m, en particulier au-dessus de 2650 m, des structures très irrégulières qui sont à considérer comme des formes de transition vers les sols polygonaux et striés. Au-dessous de 2600 m — par exemple à 2200 m d'altitude dans la montagne d'Estaranhe connue pour être relativement froide — j'ai pu observer en divers endroits

des phénomènes de cryoturbation très primitifs qui peuvent être considérés comme des débuts de sols polygonaux étouffés à l'état embryonnaire; à certains endroits le sol s'était légèrement bombé en repoussant un peu les pierres en surface vers les côtés. A ces endroits j'ai trouvé, un matin après une nuit fraîche d'automne (8. 10. 60) de petits noyaux (au diamètre de quelques centimètres) de terre gelée.

Le lit de Bugatèt, la Bassia Gran et la partie sud de l'Estaranhe se trouvent encore dans les zones sédimentaires et métamorphes. C'est pourquoi je les ai bien fouillés sans pourtant trouver des sols polygonaux ou striés (sauf un mauvais exemplaire en 1962). Ceci n'est pas étonnant parce que la zone de détritits à plus de 2600 m dans le lit de Bugatèt et dans la Bassia Gran devient déjà très raide (plus de 25°) et parce que dans l'Estaranhe la petite cuvette immédiatement au nord-est des Cintes Blanches ne contient pas de matériel fin.

Mes observations m'ont convaincu que la grandeur des polygones et des striés dépend de plusieurs facteurs. Je considère comme facteurs essentiels l'altitude et la distance du sous-sol rigide de la surface; en plus la grosseur des pierres et l'état de l'évolution semblent avoir une influence.

J'ai observé une tendance au rapetissement lorsque l'altitude croît. Le sol polygonal et strié le plus élevé que j'ai trouvé à 3050 m présentait un diamètre des polygones et une distance des bandes mesurant respectivement 6—10 cm. A 2700—2800 m d'altitude je n'ai pas constaté des diamètres aussi petits; par contre, souvent des diamètres de 25, jusqu'à même 30 cm. Cependant, j'ai trouvé dans le domaine au nord-ouest du Pic de Camp Biélh même entre 2800 et 2900 m, des diamètres pouvant atteindre 30 cm. Cela s'explique peut-être par le fait que ce dernier domaine n'est pas protégé vers le sud et le sud-ouest contre le soleil, étant ainsi plus doux que les autres sols polygonaux à la même altitude.

Je n'ai jamais trouvé de sous-sol gelé. J'ai souvent trouvé (mais pas toujours) un fond de roche. Si la couche de matériel hétérogène sur le fond de roche est très mince (quelques cm), les diamètres des polygones sont petits. Si, par contre, le fond de roche est profond, ou manque, les polygones peuvent être grands ou petits suivant les autres facteurs. Cette observation est facile à expliquer quand on remarque que le matériel lui-même peut former, pour ainsi dire, son propre sous-sol imperméable grâce à son grand pourcentage de grains fins.

On a l'impression que de grandes pierres communiquent une certaine tendance à la formation de grands polygones. Mais cette tendance ne doit pas être considérée comme une règle. Par exemple, le photo 4 montre un cas où les pierres sont particulièrement petites (quelques pour-cents du diamètre des polygones), le photo 28 fait voir un cas où elles sont parti-

culièrement grosses (quelques dizaines pour-cent du diamètre des polygones). Toutefois dans le photo 28, les pierres particulièrement grosses ne sont pas ordonnées organiquement dans le réseau et on a clairement l'impression que pendant le processus d'englobement organique de celles-ci les polygones vont s'agrandir.

D'après mes observations et expériences les facteurs ci-dessus ne sont en relation réelle avec le diamètre des polygones ou des stries que s'il s'agit d'essaims complètement formés. Pour des états embryonnaires, le „diamètre”, dans la mesure où on peut en parler, dépend souvent de la répartition purement statistique des diverses cellules actives isolées (photo 27). Des sols polygonaux non complètement formés sont encore entachés avec les influences perturbatrices de l'état embryonnaire qu'il est difficile d'apprécier.

J'ai trouvé des sols polygonaux et striés avec des pierres de formes très différentes. Dans quelques cas, où les lisières sont formées d'éclats plats et relativement grands, ces éclats reposent de façon visible sur la tranche. Cependant ce phénomène n'est souvent que peu développé. Même dans ce cas on peut encore constater que des influences ont dû agir en favorisant une position verticale des pierres; d'autant plus que normalement des pierres plates tendent, sous l'action de la pesanteur, vers la position couchée. Il est possible que, pour un matériel et un climat plus propices à la ségrégation de glace, la position verticale des pierres plates soit plus accentuée. Dans les sols striés le sens de la longueur des pierres allongées et des pierres plates est celui des bandes, et ainsi celui de la pente.

Pour le type hétérogène, les polygones constitués de terre renferment encore en général une quantité notable de petites pierres, surtout en surface (photos 4, 5, 6). Cependant il n'y a pas de grandes pierres à l'intérieur des polygones. Les lisières de pierres ne présentent en surface aucune trace de terre. De toute évidence, celle-ci est enlevée par lavage. En creusant à plusieurs reprises — par exemple dans l'essai du photo 5 — j'ai pu remarquer que les lisières de pierres sont peu profondes (2—4 cm), surtout, si les pierres des lisières sont petites. Dans la couche sous les lisières je n'ai pas pu remarquer de tirage du matériel. Il s'agit donc du „type flottant”.

VITESSE DES MOUVEMENTS; TEMPERATURES

De la vitesse de formation des sols polygonaux et striés on peut tirer des conclusions importantes sur la genèse. C'est pourquoi j'ai recherché de différentes manières des indices sur la vitesse de formation. J'ai déjà

parlé dans le chapitre précédent de la méthode la plus directe consistant dans l'observation continue d'essaims partiellement détruits.

Dans la formation de *kammeis* (*pipkrakes*) l'action du gel est particulièrement rapide. Dans le voisinage immédiat du Laboratoire d'Orédon un matin (1. 10. 1960) après une nuit qui avait causé pour la première fois depuis longtemps la formation de *kammeis*, j'ai observé la fonte du *kammeis*. Les pierres soulevées par le *kammeis* retombent alors; beaucoup d'entre elles se déplacent par rapport à la position précédant le soulèvement, vers le bas de la pente. Pendant mes excursions j'ai trouvé très souvent, après des nuits claires, des pierres soulevées par le *kammeis*. Les pierres soulevées peuvent atteindre la grosseur d'un oeuf de poule. Le 21. 9. 1960 le sol polygonal du photo 5 était couvert d'une couche de neige de 10 cm. En examinant de plus près j'ai constaté que la surface des polygones était soulevée par des aiguilles de *kammeis* de 1 à 2 cm. La neige recouvrait cette surface soulevée mais plane. Les lisières de pierres n'étaient pas soulevées; au-dessus d'elles la neige formait des canaux creux. Dans l'ensemble le sol polygonal présentait, après enlèvement de la couche de neige, un aspect déchiqueté. Cela me confirma que le *kammeis* — même s'il favorise le transport des pierres vers les lisières — ne peut pas être considéré comme un facteur constructif des sols polygonaux. Peut-être même son influence est-elle destructive. En tous cas il me semble que le *kammeis*, même s'il provoque souvent des microprocessus rapides ne peut produire ou empêcher l'évolution ultérieure dans le sens des sols polygonaux.

Quelquefois j'ai trouvé des sols polygonaux et striés avec des empreintes profondes de pieds de mouton qui avaient été faites dans le sol plusieurs semaines auparavant. Ces endommagements présentaient en général des signes faibles mais reconnaissables de régénération. On peut en conclure que les sols polygonaux et striés nécessitent au moins de nombreux mois pour leur formation.

Pour une estimation de la vitesse d'évolution le photo 11 est intéressante à deux points de vue. Premièrement, elle donne une idée de la vitesse du mouvement des pierres vers le bas de la pente: si cette vitesse était extrêmement lente (des siècles par cm), les éclats calcaires, provenant de la roche visible dans le bas de l'image et éparpillées entre des roches argileuses à la gauche du photo 11, seraient sans doute recouverts des débris des roches argileuses aussi en désagrégation. Deuxièmement on peut en déduire une relation entre la vitesse du matériel le long de la pente et la vitesse des processus produisant les bandes: les éclats de calcaires se rangent en bandes à une distance de environ 1 mètre de leur lieu d'origine. Si les processus de formation de bandes étaient nettement plus lents

que le mouvement le long de la pente, cette distance serait aussi plus grande.

Il me semble qu'on peut tirer une conclusion analogue du fait suivant souvent observé: en effet sur des bosses on observe suivant l'inclinaison des polygones (pour $0-2^\circ$), des polygones étirés ($2-7^\circ$) et des stries (au-dessus de 7°), le passage de l'une à l'autre forme étant continu: si dans le domaine de $2-7^\circ$ la vitesse de descente long de la pente (solifluxion) était nettement plus grande que la vitesse de formation des polygones on n'y trouverait pas de polygones étirés mais des striés; dans le cas contraire ce domaine serait recouvert de polygones circulaires.

Citons maintenant quelques mesures et observations sur les conditions de température; en vérité on ne peut s'attendre à en tirer des renseignements importants sur la genèse des sols polygonaux et striés, déjà parce que leur évolution est tellement lente qu'on ne peut pas distinguer quelles températures et quels temps favorisent l'évolution.

Des données précises sur les températures, les précipitations et l'insolation dans la région d'Orédon se trouvent chez P. Cassagnau (1960, p. 71—93). Par mauvais temps j'ai pu voir plusieurs fois à partir du Laboratoire d'Orédon la frontière inférieure de la neige fraîche sur les Halharises. Ainsi j'ai constaté que pour une température de 7°C au Laboratoire l'isotherme de 0°C se trouvait à peu près 1000 m plus haut, c'est-à-dire à 2900 m. Ceci montre, de même que les données de P. Cassagnau, que dans les domaines des sols polygonaux et striés (au dessus de 2600 m) des gels surviennent aussi en août et septembre. Ceci a été confirmé par des observations directes.

Si le gel est causé par des masses d'air froid pendant des périodes de mauvais temps la surface du sol est moins froide que l'air; pour le gel par nuit claire c'est le contraire. Dans un échantillon (argile) isolé thermiquement par le bas j'ai mesuré par une nuit claire une température minima de $1,5^\circ\text{C}$, bien que la température de l'air (sous abri) au même endroit ne soit jamais descendue au-dessous de 9°C . Après une nuit claire j'ai mesuré à 6.40^h (24. 9. 1960) à la surface libre du sol humide et sans végétation une température de $0,2^\circ\text{C}$ (par contre $2,2^\circ\text{C}$ tout près d'une grande pierre) alors que la température de l'air (sous abri) était de $4,5^\circ\text{C}$ et n'était pas descendue au-dessous de $3,5^\circ\text{C}$ pendant toute la nuit. J'ai souvent pu observer l'effet différent des deux sortes de gel. Comme cela a été expliqué théoriquement dans l'avant-dernier chapitre, il y a une nette différence entre les vitesses de pénétration du gel.

On sait que les variations de température dans le sol sont plus petites quand la profondeur croît, et qu'elles subissent un déphasage. Ce fait m'a été confirmé par les nombreuses courbes de température en fonction

du temps que Monsieur J. Mauries a bien voulu mettre à ma disposition. Selon ces courbes les variations diurnes de température atteignant à la surface de 30—35° C (jours clairs) ne sont à 15 cm de profondeur que de quelques degrés et les valeurs maxima étaient atteintes 3 à 4 heures plus tard qu'à la surface. Déjà à cette profondeur la fonction température est débarrassée dans une large mesure des ondes harmoniques et tend vers une fonction sinusoïdale de période 24 heures.

Si une mince couche de neige recouvre le sol, il faut remarquer qu'une petite partie du rayonnement solaire y pénètre. J'ai fait des mesures sur de la neige fraîche agée de deux jours et de densité 0,20 g. cm⁻³. J'ai trouvé que la moitié du rayonnement visible du soleil était réfléchi et que l'autre moitié était réduite par absorption à 1/10 par décimètre de pénétration. La lumière diffuse est réfléchi davantage.

J'ai éprouvé que pour beaucoup de mesures de température effectuées pendant des périodes assez longues on peut employer avec succès des vases Dewar, bouteilles thermos, remplis d'eau pure ou d'eau salée. Elles peuvent être remplies à l'endroit des mesures. J'ai employé des vases Dewar qui, remplis d'eau, avaient une constante de temps de 22 heures. Cette constante de temps est d'une part assez grande pour supprimer les variations de température de quelques heures, d'autre part elle est assez petite pour que la température atteigne en quelques jours la température moyenne. L'amplitude de la période de 24 heures est réduite à 1/6, le déphasage étant d'un peu plus de 5 heures. Comme l'eau dans les vases n'est soumise qu'à de petites variations diurnes qui ressemblent à une sinuïde et ont une position de phase définie, on peut facilement calculer la température moyenne en mesurant la température de l'eau à un instant quelconque de la journée. Cette méthode n'est évidemment utilisable que si on s'intéresse aux moyennes diurnes de température. Par contre elle est très précise et bien plus simple que les enregistreurs automatiques; en particulier lorsque les températures moyennes de beaucoup d'endroits doivent être mesurées simultanément.

En creusant je n'ai jamais rencontré de sous-sol gelé: à 2050 m d'altitude j'ai trouvé au nord-est du Lac d'Orédon sur un versant nord à 1 m de profondeur le 9. 8. 1960 une température de 8° C avec un gradient de température très petit. A 2750 m j'ai trouvé pendant la montée vers Las Cintas Blancas devant une paroi nord presque verticale, où même en été le soleil est très rare, un endroit où j'ai mesuré le 29. 8. 1960 à 11.30^h à la surface et à 30 cm de profondeur, 3° C. A 2850 m, j'ai trouvé à 800 m au nord-nord-ouest du Pic de Camp Biélh dans la région des sols polygonaux et striés, le 22. 8. 1960 à 11^h, par beau temps et dans un sol humide: 0 cm — 27° C; 45 cm — 7° C; 65 cm — 5° C. J'ai aussi creusé à 2850 m

dans un sol strié mal développé (1 km au nord-nord-est du Pic de Camp Biéllh) le 31. 8. 1960 et j'ai mesuré à 12^h à 35 cm de profondeur 6,5° C. L'existence d'un sous-sol gelé étant beaucoup plus bas que ces mesures est invraisemblable et n'aurait pas une influence directe aux sols polygonaux et striés observés par moi.

Ces mesures livrent un résultat concordant avec les observations de E. Angelier qui a trouvé au cours des hivers précédents du sol gelé sous la couche de neige. Naturellement cela n'exclut pas qu'il peut y avoir des années où le sol est gelé jusqu'à quelques centimètres ou décimètres de profondeur (ce que j'ai observé en 1962). A ce propos, le fait que pendant la saison froide la couche de neige est quelquefois mince ou manque, le froid pouvant ainsi pénétrer dans le sol, semble bien plus important que la température moyenne de l'hiver. Une couche épaisse de neige ne laisse pas échapper la chaleur emmagasinée pendant l'été par le sol.

MESURES EFFECTUEES DANS LE LABORATOIRE SUR DES MODELES

Les expériences décrites dans ce chapitre ont pour but de contrôler la théorie proposée plus haut.

Pour faciliter la comparaison entre les diverses expériences, toutes les expériences décrites dans la suite ont été réalisées avec le même échantillon de terre. Cet échantillon provient d'un sol polygonal bien développé. Le paragraphe suivant A s'occupe de la constitution de cet échantillon et de son comportement pendant le gel. Dans le paragraphe B sont décrites des mesures qui prouvent que le gel pénètre beaucoup plus vite par les pierres que par la terre humide. Le paragraphe C décrit des mesures de la pression hydrostatique à l'intérieur de la terre en congélation; la croissance due à cette pression des petits „polygones” aux dépens des grands est réalisée expérimentalement (voir fig. 4).

A. CONSTITUTION ET COMPORTEMENT DE LA TERRE UTILISEE

Pour la réalisation des expériences j'ai emporté près de 10 kgs de matériel provenant du sol polygonal bien développé montré dans le photo 5. J'ai pris le matériel sans préférence pour les polygones et les réseaux de pierres de sorte que la composition de l'échantillon corresponde à peu près à celle de l'ensemble du matériel constituant le sol polygonal. Ce matériel, formé par désagrégation de la roche en place, contient du calcaire et de l'argile. Les éléments très fins (inférieurs à 0,005 mm) ne con-

tiennent pratiquement plus de calcaire. La fig. 2 montre les diamètres des grains de ce matériel. Comme il est d'usage, la composante contenant les grains de grosseur inférieure à 2,0 mm est définie comme „100%”. Les proportions des constituants sont déterminées pour les éléments grossiers par passage au tamis, pour les éléments fins par décantation (d'après la loi de Stokes).

D'après la fig. 2, le matériel présente une proportion élevée de grains très fins caractéristiques de l'argile. La composante avec des grains inférieurs à 0,02 mm forme 30%, donc dix fois la valeur qui, selon le critère

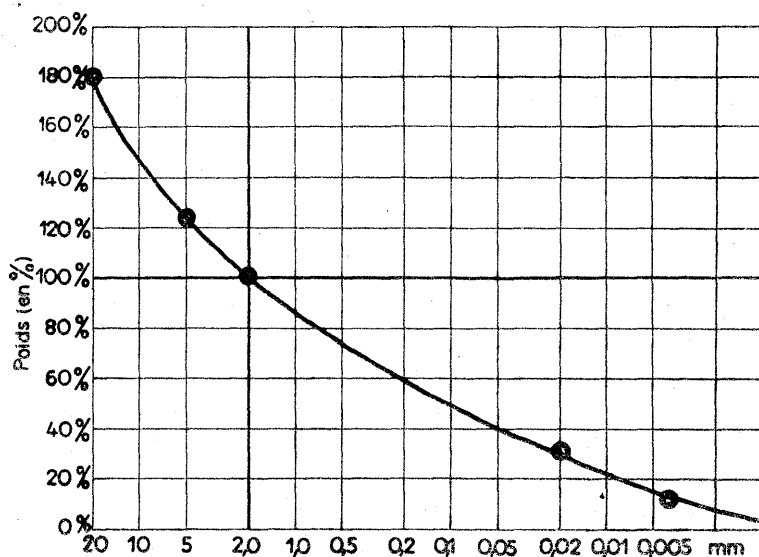


Fig. 2. Dimensions des grains de l'échantillon de terre (calcschiste) utilisée pour les expériences. Les pourcentages sont basés sur „2,0 mm = 100%”

encore aujourd'hui fondamental de Casagrande 1934, est à considérer comme limite de la gélivité. Cependant, lors de mes expériences, je n'ai pu constater, en aucun cas, la formation de lentilles de glace, même pas avec une forte teneur en eau et avec une congélation lente. A la surface, apparaissaient seulement, pour une teneur en eau suffisante, des aiguilles de glace, de 0,2 à 2 mm de largeur dans un arrangement plan. A l'intérieur du matériel gelé, des non-homogénéités macroscopiques n'étaient pas visibles. En général, on pouvait voir dans le matériel gelé des lignes très fines (environ 0,1 mm de largeur) et jusqu'à 1 cm de longueur, lignes sombres et verticales. De toute évidence il s'agissait d'aiguilles de glace perpendiculaires à l'isotherme de 0° C.

Le manque de lentilles de glace s'explique probablement par la grande proportion de grains très fins (voir fig. 2) qui remplissent les interstices entre les grains plus gros en diminuant fortement la perméabilité à l'eau. Le gonflement bien connu de l'argile, que j'ai pu observer nettement lors de l'analyse granulométrique agit dans le même sens.

La non-gélivité que j'ai observée pour le matériel argileux en question est en accord avec des points de vue récents (voir A. Cailleux et G. Taylor 1954, p. 123—126) qui supposent l'argile, avec sa très faible perméabilité capillaire à l'eau, comme peu ou non gélive.

Les expériences décrites dans la suite sont réalisées avec les constituants dont la grosseur des grains est inférieure à 2,0 mm. Ce matériel a été homogénéisé avant les expériences.

Pendant le gel, ce matériel reste pratiquement homogène; sa résistance électrique croît très fortement, du fait que les ions transportant les charges électriques perdent par la congélation leur mobilité. Quand la température passe au-dessous de 0° C le sol gèle, mais n'atteint pas sa rigidité et sa forte résistance ohmique par un saut brusque, mais seulement lorsque la température se trouve quelques degrés au-dessous de 0° C. J'ai pu montrer cela par une expérience simple:

Une plaque de tôle mince a été enduite d'une couche de terre mouillée (30% d'eau en poids) de quelques millimètres. La plaque a ensuite été posée horizontalement par un bout sur du bois, par l'autre sur un morceau de CO₂ (anhydride carbonique gelé -78,5° C). On pouvait alors observer la progression de la zone de gel dans la terre. L'isotherme de 0° C était visible sous la forme d'une ligne de séparation nette entre la surface non gelée d'aspect poli et la surface gelée d'aspect terne. En piquant avec une aiguille reliée à un ohmètre (la plaque de tôle formait le pôle opposé), en divers endroits dans le matériel, on pouvait se rendre compte que la rigidité et la résistance ohmique croissaient rapidement à la ligne de 0° C; mais déjà peu devant la ligne de 0° C la rigidité et la résistance ohmique sont légèrement plus grandes qu'au centre du matériel non gelé. Derrière la ligne de 0° C, donc dans la région déjà gelée, la rigidité et la résistance ohmique ont encore beaucoup augmenté.

La résistance ohmique du matériel gelé est intéressante à deux points de vue: premièrement, en exprimant la mobilité des ions elle est une mesure de la rigidité; deuxièmement, elle permet de mesurer facilement la pénétration du gel dans le sol. Théoriquement on peut mesurer la résistance avec du courant continu ou du courant alternatif. Au laboratoire la mesure avec le courant alternatif est plus simple. Pour les mesures suivantes (à quelques exceptions près) j'ai utilisé du courant continu pour que les conditions soient analogues aux mesures pendant des excursions où on

travaille plus simplement avec une batterie. Pour les mesures avec du courant continu je me suis servi de tensions inférieures à 1 Volt (pour éviter l'électrolyse) et j'ai cherché à éviter des tensions thermiques et galvaniques.

Grâce à l'emploi d'une thermo-sonde (constantan-cuivre) j'ai pu utiliser l'expérience précédente pour une mesure quantitative: une petite thermo-sonde d'environ 1 mm de diamètre et dans son voisinage immédiat une pointe fine pour la mesure de la résistance ohmique ont été posées très près et en-dessous de la surface de la terre de manière à être traversées en même temps par les isothermes. Le petit diamètre de la sonde thermique ainsi que la grande sensibilité de l'appareil employé pour la mesure

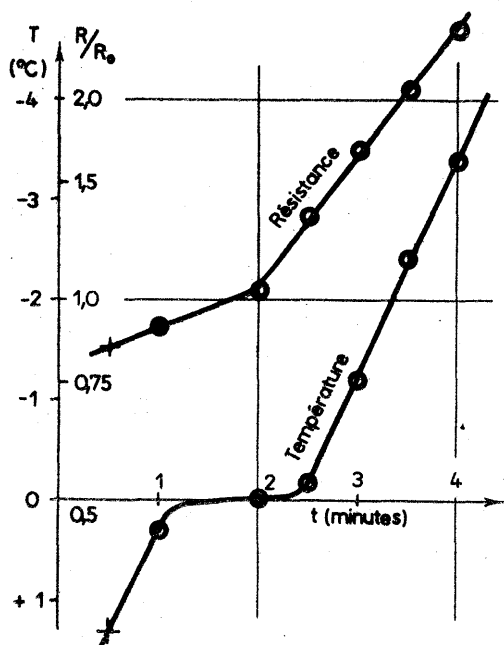


Fig. 3. Comportement de l'échantillon de terre mouillée pour un refroidissement très rapide. La résistance ohmique est rapportée à sa valeur à 0°C. Pour ce qui est du dispositif expérimental et de la discussion des erreurs, voir le texte

de la tension thermique étaient très propices. Les résultats des mesures de cette expérience sont donnés en fig. 3. Dans la fig. 3 le temps est en abscisses, la température et la résistance ohmique en ordonnées. Pour 0° C la ligne de séparation visible à la surface traverse la thermo-sonde. La fig. 3 montre nettement la décroissance minime dans le temps de la température au voisinage de 0° C, ce qui est certainement dû à la grande

chaleur de congélation de l'eau. Les résistances données dans la fig. 3 sont rapportées à la résistance à 0° C. En courant alternatif dans une autre expérience la mesure de la résistance à -25° C a donné environ $1 \text{ M}\Omega \cdot \text{cm}$.

B. PENETRATION DU GEL EN PROFONDEUR

Comme source de frigories on a employé dans l'expérience suivante ainsi que pour la majorité des expériences du CO_2 gelé qui s'est avéré efficace. L'objet à refroidir a été enfermé dans un grand compartiment bien isolé et le CO_2 gelé posé sur une grille à une distance de 10 à 20 cm au-dessus de l'objet. Ce procédé de refroidissement permet de faire varier la vitesse de refroidissement mais aussi la mode d'action: l'objet est premièrement refroidi par son rayonnement thermique vers le haut,

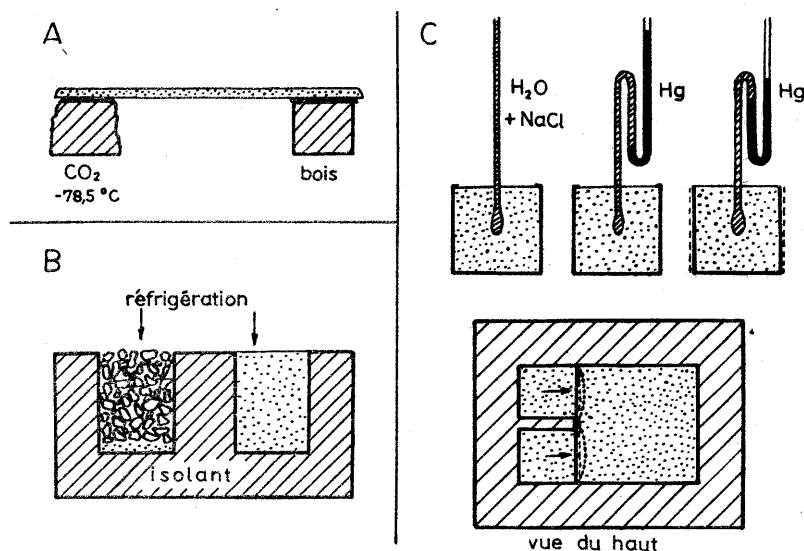


Fig. 4. Schéma des expériences

deuxièmement par l'air froid venant du haut. Par le choix de la grosseur du morceau de CO_2 gelé et aussi en l'enveloppant au besoin on rend possible une variation relative du rayonnement thermique et du courant d'air froid. Ainsi on peut imiter les conditions changeantes de la nature — rayonnement thermique nocturne et vents froids. Les températures ont été mesurées par le voltage thermo-électrique, la position de la frontière du gel par la résistance ohmique; ainsi ces deux grandeurs ont pu être mesurées à l'extérieur de la chambre froide.

La théorie de la régularisation ultérieure des sols polygonaux que j'ai proposée dans l'un des chapitres précédents considère la pression hydrostatique, dans les poches fermées de matériel non gelé, comme un facteur essentiel. Or la pression hydrostatique ne peut pas se former si le gel pénètre uniformément, mais seulement lorsqu'il pénètre plus vite en profondeur dans les lisières que dans les polygones. Pour les sols polygonaux du type hétérogène il n'est pas nécessaire de prouver expérimentalement qu'un vent froid soufflant dans les fentes provoque un gel rapide des parois de ces fentes. L'expérience suivante doit montrer que de même pour le sol du type hétérogène le gel pénètre beaucoup plus vite dans les lisières pierreuses que dans les polygones de terre mouillée. Comme ce fait a déjà été mesuré sur des sols polygonaux naturels (R. Rydquist 1960) je n'ai pas recherché une imitation exacte des conditions naturelles mais plutôt des conditions aussi bien définies et claires que possible:

Les deux échantillons à comparer se trouvaient dans deux gobelets identiques de forme cylindrique avec un diamètre de 52 mm et une hauteur de 66 mm. Les gobelets ont été refroidis en même temps; et également. Pour éviter la pénétration du froid par les parois des gobelets, par les côtés ou par le bas j'ai choisi des gobelets à parois minces en matière plastique, et les parois furent entourées d'une couche de 50 mm de caoutchouc mousse et le bas fut isolé par une couche identique et en plus par du feutre.

Le gobelet I a été rempli jusqu'à 3 mm en-dessous du bord supérieur avec l'échantillon de terre mouillé (30% d'eau en poids). Le fond du gobelet II fut recouvert d'une couche de 7 mm du même matériel; ensuite le gobelet II fut rempli de pierres sèches (d'après fig. 2, pour un diamètre supérieur à 2,0 mm) aussi jusqu'à 3 mm en-dessous du bord supérieur. Dans la terre mouillée recouvrant le fond du gobelet II étaient introduites deux électrodes sortant par le côté pour la mesure de la résistance ohmique et par là de l'état de congélation. La température initiale était environ 7° C.

Dans la première expérience les échantillons furent soumis pendant 100 minutes à l'action du froid. La résistance des deux électrodes du gobelet II — calculée à partir du début du refroidissement — a atteint après 50 minutes trois fois, après 65 minutes cinq fois, après 75 minutes 11 fois et après 100 minutes (fin) supérieure à 50 fois la valeur initiale. En vidant les gobelets j'ai pu voir que, conformément à la grande résistance atteinte, la couche de terre du gobelet II était fortement gelée. Par contre la terre mouillée du gobelet I n'était gelée que jusqu'à une profondeur de 27 mm, le fond de la couche inférieure étant encore molle.

La deuxième expérience a été réalisée avec un froid moins intense et arrêtée après 75 minutes pour une résistance entre les électrodes du

gobelet II égale à 6 fois la résistance initiale. Cette fois encore la couche de terre du gobelet II était tout à fait gelée, tout en étant moins dure que la première fois. Dans le gobelet I la terre était gelée jusqu'à une profondeur moyenne de 6 mm; la couche gelée était très molle.

Cette deuxième expérience montre nettement la différence entre les vitesses de pénétration du gel: alors que dans le gobelet I la température est tombée à 0° C en raison de la grande capacité calorifique de la terre mouillée et qu'il s'est formé une couche gelée molle de 6 mm, dans le gobelet II le froid a traversé une couche pierreuse sèche de 56 mm et a rendu dure par le gel la terre mouillée sous-jacente. Remarquons que pour les deux expériences le CO₂ gelé n'a pas été enveloppé; très probablement l'air froid se déplaçant vers le bas a pénétré entre les pierres — comme dans la nature le vent froid — en accroissant ainsi la convection de l'air dans les interstices.

La première expérience est intéressante du point de vue suivant: après 50 minutes la résistance entre les électrodes a déjà atteint le triple de la valeur initiale, ce qui signifie qu'à ce moment la couche de terre mouillée est déjà gelée mais encore molle. Ce n'est qu'au cours des 50 minutes suivantes que cette couche de terre devient très dure, par la diminution progressive de la température. La couche de terre gelée se trouve donc relativement longtemps dans un état de moindre rigidité; donc dans un état pour lequel en raison de sa viscosité et de sa plasticité elle cède relativement facilement à une pression s'y exerçant.

C. PRESSION HYDROSTATIQUE ET CROISSANCE DES PETITS „POLYONES"

D'abord j'ai démontré de manière directe par quelques expériences l'existence de la pression hydrostatique à l'intérieur d'un cylindre de terre mouillée dans lequel le gel pénètre par tous les côtés.

Une boîte en tôle de forme cylindrique (diamètre 100 mm, hauteur 110 mm, épaisseur de la tôle 0,2 mm) a été remplie avec l'échantillon de terre contenant 30% en poids d'eau. Dans toutes les expériences la boîte restait ouverte en haut. La terre montait jusqu'au bord supérieur de la boîte qui était recourbé de quelques millimètres vers l'intérieur. Ainsi on enlevait à la terre la possibilité de glisser pendant le gel comme un piston mobile vers le haut. Un sac d'environ 6 cm³ de volume en caoutchouc très mince placé au centre du cylindre de terre permettait la mesure de la pression hydrostatique. Ce sac était relié à un tube vertical de 2 mm de diamètre intérieur. Le sac et la partie inférieure du tube étaient remplis avec une solution concentrée de sel (NaCl) de sorte que la dénivellation

de l'eau salée donnait directement la pression exercée par la terre en congélation sur le sac. Il fallait évidemment éviter des bulles d'air. Pour éviter que des forces élastiques de la paroi de caoutchouc faussent le résultat j'ai choisi la quantité d'eau salée telle que même au début le sac était détendu de sorte que la hauteur initiale de l'eau salée résultait de l'équilibre hydrostatique avec la terre mouillée.

J'ai réalisé cette expérience à environ -4°C , la boîte étant exposée par tous les côtés au froid. La colonne d'eau salée a atteint une hauteur de 600 mm (mesuré à partir de la valeur initiale) qui n'a plus changé dans la suite. Après 2—3 heures de début, la vitesse de montée a été à peu près constante pour les 9 heures suivantes; pendant ces 9 heures même pas la moitié de la hauteur finale a été atteinte. Après, la vitesse de montée a atteint assez rapidement une valeur égale à plusieurs fois sa valeur précédente et au bout de 3 heures la hauteur finale était atteinte.

Entre le début du refroidissement et le moment où la colonne commence à monter s'écoule une durée de 2—3 heures. A cette durée s'ajoutent alors les deux intervalles cités plus haut dont la somme fait 12 heures. Pendant la première période de 2 à 3 heures j'ai observé à la surface de la terre la formation d'un système toujours plus dense d'aiguilles de glace horizontales. Celui-ci était assez profond, quand encore à certains endroits, par de fines fissures de l'eau était encore poussée vers le haut et formait de petites bosses de glace à la surface. Lorsqu'on ne pouvait pratiquement plus distinguer d'élimination d'eau et lorsque la couche de glace semblait imperméable la montée de la colonne d'eau salée commença, signalant le début de cet intervalle de 9 heures. Si, pendant cet intervalle de 9 heures, on appuyait avec le doigt sur la surface gelée la colonne s'élevait de manière réversible de quelques millimètres. Ce phénomène était à peine et finalement plus du tout observable pendant le dernier intervalle (3 heures). Cette réaction différente à une pression extérieure, caractérise la déformabilité de l'enveloppe de terre gelée. Il est donc juste de voir dans la déformabilité décroissante de l'enveloppe de glace, qui finalement devient tout à fait rigide, l'origine de la vitesse de montée d'abord lente puis rapide de la colonne.

A propos de l'expérience précédente se posent encore deux questions. Premièrement: si la montée de la colonne d'eau salée est liée à la pression ou au volume? La première éventualité signifierait que la hauteur de la colonne et la pression (à son origine) à l'intérieur de la terre en congélation sont indépendantes du volume de la colonne de liquide. La seconde éventualité signifierait que la montée de la colonne n'est qu'une conséquence de la variation de volume apparaissant indépendamment de la pression à l'intérieur de la terre en congélation. De toute façon il faut

se dire que pour un diamètre de tube de 2 mm une dénivellation de 600 mm nécessite déjà une variation de volume de 2 cm³.

Pour élucider cette question j'ai répété la dernière expérience en remplaçant le tube droit par un autre (aussi de 2 mm de diamètre) qui dans sa partie médiane était deux fois recourbé de 180° et présentait ainsi une partie en forme de U. J'ai rempli cette partie en forme de U avec du mercure, le sac de caoutchouc et la partie du tube le surmontant avec de l'eau salée, comme auparavant. Ainsi chaque variation de volume était liée à une variation de pression égale à 22 fois la précédente. Et pourtant l'expérience a montré une dénivellation presque analogue (500 mm) à la précédente. J'ai réalisé cette expérience à -8° C; la hauteur finale a été atteinte 6 heures après le début de la montée. Cette fois encore on observait un premier intervalle à montée plus lente et un second beaucoup plus court à montée bien plus rapide. La comparaison des vitesses de montée — rapportées à la même température et à la même échelle de temps — faisait apparaître la différence suivante: dès le début de la montée la colonne „légère” de la première expérience s'élevait avec une vitesse constante, tandis que la colonne „lourde” de la deuxième expérience avait d'abord une vitesse augmentant lentement.

De ces deux expériences on peut conclure que la montée de la colonne est au début essentiellement liée à la pression et dans la suite au volume. L'explication de cette observation est facile: au début la couche gelée est encore mince et molle et elle cède à la pression intérieure en s'échappant vers l'extérieur. Mais la couche épaisse et dure du stade avancé ne céderait qu'à de très fortes pressions intérieures, c'est pourquoi la colonne de liquide monte, pratiquement indépendamment de son poids, dans la mesure où à l'intérieur de cylindre la terre en congélation augmente son volume.

Dans les deux expériences précédentes seule la surface supérieure du cylindre de terre était libre; sur les côtés et au fond la boîte empêchait la dilatation. Les parois de la boîte n'étaient pas déformées de manière visible au cours des expériences. On peut encore se poser la question: que se passe-t-il quand le cylindre peut se déformer sans contrainte dans toutes les directions? Pour examiner ce cas j'ai modifié la deuxième expérience de la manière suivante: j'ai remplacé la boîte par une plaque d'aluminium mince (0,2 mm) et de forme cylindrique de même hauteur et de même diamètre. J'ai enduit ce cylindre de graisse avant de le remplir de terre, pour que la terre mouillée ne puisse y adhérer par congélation. Le cylindre n'était pas attaché au fond; en outre, il était fendu verticalement et pouvait ainsi facilement accroître son diamètre. Cette armature faible et très déformable empêchait que le cylindre soit déjà élargi par la pression hydrostatique de la terre non gelée.

Cette fois-ci (-4°C) la colonne de mercure montait à peine à 100 mm de hauteur; mais en même temps le diamètre du cylindre croissait de quelques millimètres. J'ai fait les observations suivantes: bien qu'au remplissage la terre mouillée avait 0°C , on ne constatait pas encore de montée de la colonne 6 heures après le début de l'expérience; mais à ce moment le matériel avait dépassé de quelques millimètres le bas du cylindre en soulevant celui-ci et au bas du cylindre le périmètre avait augmenté de 1 mm. Après une nouvelle période de 7 heures la colonne s'était élevée de seulement 50 mm; mais le périmètre du cylindre avait augmenté en bas de 2,2 mm, au milieu de 2,6 mm et en haut de 3 mm. Après deux nouvelles heures l'élévation maxima (100 mm) de la colonne était atteinte; la dilatation supplémentaire ne comportait que quelques dixièmes de millimètre. Au cours des six heures suivantes la colonne de mercure descendait de 10 mm, le périmètre du cylindre augmentant de 0,1 mm.

En accord avec la première expérience et — en rapportant à la même température — aussi avec la deuxième expérience, la durée totale entre le début de l'expérience et l'atteinte du maxima de la colonne comportait 15 heures. Mais contrairement aux deux premières expériences la montée de la colonne ne commençait pas 2 à 3 heures après le début de l'expérience, mais plus que deux fois plus tard. Ceci est visiblement une conséquence du gonflement de la terre vers le bas et vers les côtés. Dans la troisième expérience une lente montée de la colonne est alors accompagnée d'une dilatation relativement grande du cylindre vers les côtés; dans la dernière phase, particulièrement courte, la colonne monte rapidement, le gonflement extérieur étant très petit. Comme le montre la période suivante de 6 heures, la surpression intérieure ($1/4$ d'atmosphère) exercée par la colonne ne peut dilater le cylindre de terre entièrement gelé que lentement.

Les trois expériences précédentes ont donc montré avec une bonne concordance que: pour un gel pénétrant dans une masse de terre mouillée une grande pression hydrostatique apparaît à l'intérieur. Celle-ci provoque une lente déformation des parois gelées. Tant que ces parois gelées sont minces une grande pression ne peut se former à l'intérieur parce que les parois cèdent facilement. Plus les parois deviennent épaisses plus la pression intérieure devient grande. Même si les parois gelées sont épaisses (quelques cm) et ont une température de quelque degrés sous 0°C , il suffit d'une pression relativement faible pour repousser ces parois lentement mais continuellement vers l'extérieur.

Le principe de la théorie proposée plus haut par moi est qu'il se forme une pression hydrostatique plus grande dans les petits polygones que dans les grands et que par ce fait les petits polygones s'accroissent au dépens des grands. Pour démontrer expérimentalement ce processus, je me suis

efforcé de trouver un modèle qui d'une part se rapproche le plus possible des conditions naturelles mais qui d'autre part contienne des facteurs bien définis et mesurables. A cause de cette dernière condition je n'ai pas séparé les polygones par des lisières de pierres. Mais comme les expériences précédentes ont déjà montré que des parois de terre gelée sont déjà déformées par une pression hydrostatique relativement faible — j'ai pu prendre au lieu de la terre gelée un matériel de comportement analogue. Le plomb s'est montré idéal avec sa grande plasticité et son élasticité minime. Dans les expériences que je vais décrire j'ai séparé un grand „polygone” de deux petits „polygones” par une paroi de plomb. Et effectivement j'ai pu constater qu'il se produisait une déformation de la paroi de plomb dirigée vers le grand „polygone”.

Les „polygones” de mon expérience étaient des compartiments de forme rectangulaire remplis de l'échantillon de terre. Comme dans la nature la dilatation des polygones est gênée vers les côtés par les polygones voisins et vers le bas généralement par un sous-sol imperméable, j'ai entouré mes trois compartiments de parois latérales rigides et d'un fond rigide. Les parois latérales rigides étaient constituées de murettes en béton d'une largeur de 70 mm armées à l'extérieur d'une ceinture solide de tôle. Comparés aux parois métalliques ces murs de béton ont l'avantage d'avoir une conductibilité thermique pas trop grande. A l'intérieur les murs de béton étaient bosselés et rugueux pour les rendre proches des conditions naturelles et pour empêcher que pendant la congélation la terre ne glisse le long des parois latérales comme un piston vers le haut. La plaque constituant le fond des compartiments en substance comprimée rigide d'épaisseur 20 mm était solidement attachée aux murs de béton. La bonne isolation thermique de cette plaque concorde avec les conditions naturelles.

Les murs de béton sur la plaque du fond formaient un creux rectangle de base 210 mm \times 150 mm et de hauteur 90 mm. Ce volume — partagé par des parois métalliques verticales — contenait le grand compartiment et les deux petits. Les deux petits compartiments avec une base de 70 \times 70 mm suivaient une largeur de creux rectangle et étaient séparés l'un de l'autre par une paroi rigide d'aluminium de 10 mm d'épaisseur. Une autre paroi étant de plomb d'une épaisseur de 2 mm séparait les deux petits compartiments du grand (base: 140 \times 150 mm). Cette paroi de plomb était fixée aux deux extrémités dans le béton et sur la ligne médiane par des vis à l'extrémité de la paroi en aluminium. Par contre elle n'était pas fixée au fond. En réalité la paroi de plomb était constituée de parois superposées chacune ayant une hauteur de 30 mm, pour que les déformations produites aux différentes profondeurs ne puissent s'influencer mutuellement. Comme j'ai remarqué après le premier essai que les fines fissures entre les

bandes de plomb laissaient passer une quantité non négligeable de terre, j'ai revêtu la paroi de plomb d'une feuille de plastique mince et dilatable.

Pour les expériences les trois compartiments décrits étaient remplis presque jusqu'au bord supérieur avec l'échantillon de terre contenant en moyenne 30% en poids d'eau. Les portions de terre dans les compartiments correspondaient par leur surface de base (2 fois 70×70 mm; 1 fois 140×150 mm) et leur épaisseur (suivant l'expérience 70—85 mm) aux mesures et proportions des polygones dans la nature: les plus petits polygones observés dans les Pyrénées avaient des diamètres de 60 mm; j'ai trouvé fréquemment des polygones avec diamètres de 150 mm. Dans mes expériences le rapport du diamètre à l'épaisseur de la couche de terre était pour les petits compartiments de 1 : 1, pour les grands compartiments de 2 : 1. Ces deux rapports interviennent pour des polygones naturels; le rapport 1 : 1 étant très petit, le rapport 2 : 1 très grand. Ces deux valeurs du rapport apparaissent pour des polygones du même essaim. On peut donc, de point de vue de son comportement physique, considérer mon dispositif expérimental comme un extrait d'un sol polygonal miniature où les petits compartiments représentent de petits polygones et le grand compartiment un grand polygone dans leur voisinage.

J'ai soumis trois fois ce dispositif expérimental à l'action du gel; chaque fois jusqu'à ce que tout le matériel soit complètement gelé. J'ai contrôlé la pénétration du gel par la mesure de la résistance ohmique aux électrodes introduites à diverses profondeurs dans la terre mouillée. Dans l'un des petits compartiments j'ai simplement fixé deux petits clous sur le fond en soudant à chacun un fil fin que j'ai fait sortir. Pour le grand compartiment j'ai employé un dispositif à fonctionnement plus précis: sur un côté d'une plaque allongée isolante et verticale un nombre de petites lames métalliques étaient fixées à 8 mm l'une de l'autre. De l'autre côté se trouvait une longue barre métallique constituant l'électrode opposée pour les diverses lames métalliques. De chaque lame métallique partait un fil et ces fils étaient soudés dans l'ordre à un régulateur à plots. Ce dispositif permettait d'une manière simple et sûre de mesurer la résistance ohmique et par là l'état de la terre mouillée aux différentes profondeurs. J'ai étalonné cette sonde pour la mesure de la profondeur du gel dans une solution acqueuse concentrée de sel (NaCl) et j'ai trouvé pour chaque électrode le facteur $0,5 \text{ cm}^2/\text{cm}$.

J'ai placé cette sonde au centre du grand compartiment dans la position verticale. Au même endroit j'ai fixé à 5 mm sous la surface de la terre une petite thermo-sonde. Mais comme dans cette série d'expériences c'était surtout la déformation de la paroi de plomb qui m'intéressait je ne voulais pas risquer que cette déformation fût dérangée par des corps étrangers

placés dans les compartiments. C'est pourquoi je n'ai utilisé ces deux dernières sondes qu'une seule fois (sans qu'elles aient — à en juger le résultat — causé une perturbation visible), à savoir pour la deuxième fois.

Le dispositif a été soumis pendant toute l'expérience à un refroidissement uniforme par de la glace carbonique. La terre de 80 mm d'épaisseur avait au début du refroidissement — 0 heure — une température de 12° C et la résistivité de la terre était 0,6 k Ω · cm. Au bout de 3 heures une mince couche de glace apparaissait en surface; à 3 heures 30 la thermo-sonde (5 mm sous la surface) signalait -0,05° C. La résistivité à différentes profondeurs était maintenant de 1 à 1,5 k Ω · cm — excepté à l'électrode au voisinage de la surface où elle comportait déjà 10 k Ω · cm. Cette valeur caractérise déjà l'état gelé. Au cours du temps la résistance des électrodes inférieures commençait à croître rapidement et j'ai pu en déduire les épaisseurs de couches gelées suivantes:

Temps (heures)	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Température à 5 mm sous la surface (°C)	+0,1	-0,3	-0,7	-1,1	-1,6	-2,2	-3	-4	-5	-6
Epaisseur de la couche gelée (en mm)	0	10	19	27	34	40	45	50	60	80

Ces valeurs corrigées de petites perturbations non spécifiques montrent qu'en surface la température décroît toujours plus rapidement et que le gel pénètre toujours plus lentement en profondeur. Sans aucun doute ces deux phénomènes résultent du même fait, à savoir que la couche gelée toujours plus épaisse gêne de plus en plus le transport de chaleur entre la surface et la limite de congélation. La croissance rapide de l'épaisseur de la couche gelée après 10 heures peut d'abord surprendre. Mais en comparant les résistances ohmiques des électrodes inférieures j'ai pu constater qu'à ce moment il n'y avait plus de limite de congélation définie horizontale. Ce fait et la considération de la disposition géométrique du dispositif montrent clairement qu'après 10 heures le gel pénétrant par les côtés provoque une congélation rapide du matériel encore non gelé. Dans le petit compartiment où le gel pénètre naturellement plus rapidement par les côtés, tout le matériel était déjà gelé à 10 heures.

La méthode de mesure de l'épaisseur de la couche gelée à l'aide de la résistance ohmique est expliquée plus en détail dans le chapitre suivant.

Après chaque congélation, j'ai provoqué le dégel de la terre et je l'ai sortie avec précaution pour pouvoir observer l'état de déformation de la paroi de plomb. Et effectivement après chaque congélation la déformation avait augmenté.

Le petit tableau ci-dessous donne la grandeur du bombement de la paroi de plomb vers le grand compartiment en fonction de la profondeur. Rappelons que la paroi de plomb est constituée de trois bandes, les lignes de séparation horizontales se trouvant à 30 mm et 60 mm au-dessus du fond, et rappelons aussi qu'à la première expérience un peu de matériel s'est échappé des petits compartiments par les fissures de séparation:

Tableau

Hauteur au-dessus du fond (mm)	Après la 1 congélation	Après la 1 + 2 congélation	Après la 1 + 2 + 3 congélation	
			compartiment droit	compartiment gauche
85	0	0	0	0
65	0	0	0	0
55	0	0	0,1	0
35	0	0,4	0,8	0,2
25	0,2	0,8	1,4	0,5
0	0,6	1,7	2,3	1,1

Les déformations sont données en mm.

La dernière colonne de ce tableau nécessite une explication: comme la paroi de plomb est fixée sur la ligne médiane, son bombement devant un des petits compartiments est tout à fait indépendant du bombement devant l'autre petit compartiment. A la troisième congélation le petit compartiment désigné comme „compartiment gauche” n'a pas été rempli de terre, mais seulement jusqu'à mihauteur d'ouate; pour l'isolation thermique. La diminution de la déformation qui en résulte montre que le grand compartiment exerce aussi une pression contre la paroi de plomb, quoique cette pression soit nettement plus petite que celle exercée par un petit compartiment rempli de terre. Pour les deux premières congélations — où les deux petits compartiments étaient remplis de terre — les déformations devant les deux compartiments étaient analogues.

Le tableau fait apparaître que jusqu'à une profondeur de 25 mm sous la surface de la terre aucune déformation ne se manifeste — même pas la troisième fois devant le compartiment gauche, où dans la moitié supérieure le gel pouvait aussi pénétrer par la paroi de plomb. Ceci parle contre une dilatation latérale de la couche gelée supérieure. La déformation augmentant fortement avec la profondeur fait apparaître clairement l'action de la pression hydrostatique. Celle-ci est aussi soulignée par le fait que la déformation est beaucoup plus petite pour une paroi perméable (1^{ère} congélation).

Pour me convaincre que les déformations ne sont pas causées par des variations accidentelles de facteurs me semblant secondaires, j'ai changé un peu les conditions pour les trois congélations: par exemple j'ai fait varier l'épaisseur de la terre et la température pour les congélations. A la deuxième congélation, j'ai réduit un peu la teneur en eau dans un des petits compartiments. A la troisième congélation pour protéger contre l'assèchement j'ai recouvert la terre avec une couche de plastique mince et déformable. Ces facteurs n'ont pas eu une influence notable — comme le montrent les valeurs du tableau — sur la déformation de la paroi de plomb.

L'expérience précédente a montré que la paroi entre le grand compartiment et les petits est après chaque nouvelle congélation plus bombée vers le grand compartiment. L'expérience a en plus montré que cette déformation n'apparaît que dans les couches inférieures; comme une conséquence de la pression hydrostatique se formant à l'intérieur; pression qui est beaucoup plus grande dans les petits compartiments que dans le grand. L'expérience était réalisée de manière à imiter les conditions physiques dans les sols polygonaux naturels. C'est pourquoi il me semble juste de considérer les résultats de cette expérience comme une preuve que la pression hydrostatique à l'intérieur des polygones agit dans le sens d'une régularisation des sols polygonaux.

CONSIDERATIONS FINALES:

DISCUSSION DE LA METHODE UTILISEE POUR LA MESURE DE LA COUCHE GELEE; CONSIDERATIONS SUR LA GENESE DES SOLS POLYGAUX BASEES SUR MES OBSERVATIONS ET MESURES

Dans le chapitre précédent il a déjà été dit que j'ai suivi la pénétration du gel dans le sol en mesurant la résistance électrique. Cette méthode s'est montrée très appropriée. Comme à ma connaissance, cette méthode n'a pas encore été employée¹, qu'il me soit permis de présenter dans la suite quelques considérations et résultats à ce sujet.

Il existe déjà une méthode remarquable pour mesurer la profondeur du sol gelé: le cryopédomètre de A. Cailleux et E. Thellier (1947). Cet appareil simple fournit des valeurs précises et il a en plus un grand avantage: si on emploie intentionnellement des tubes de verre qui se brisent sous l'action du gel ou si on introduit dans les tubes remplis d'eau une substance qui s'est transformée d'une manière irréversible par la congélation, on peut constater la pénétration maxima du gel postérieure-

¹ J'ai appris ultérieurement que la méthode de la résistance ohmique a été déjà décrite par W. Bergau (1957).

ment. Ceci est très important pour les mesures en haut montagne à des endroits inaccessibles en hiver.

Mais il existe des cas où il me semble que la méthode électrique a des avantages particuliers:

Des poches à l'intérieur du sol, soumises à une grande pression hydrostatique, de même que des sols contenant des sels ne gèlent que sous 0°C . Supposons par exemple que dans un matériel salin le fond soit constitué du pergélisol, celui-ci étant surmonté de matériel non gelé lui-même recouvert en surface par une couche gelée. Dans cet état la température de la couche non gelée descend relativement rapidement sous 0°C , et semble donc gelée d'après les méthodes ne tenant compte que de la température. La méthode de la conductibilité électrique permet d'éviter une telle erreur.

Cette méthode est surtout efficace pour la mesure de la couche gelée dans des structures embrouillées — par exemple sols polygonaux miniatures — parce que la petite sonde de mesure restant continuellement dans le sol permet une mesure exactement localisée et ne provoque presque pas d'endommagement du sol. Un autre avantage de cette méthode est qu'elle ne permet pas seulement de distinguer entre sol gelé et sol non gelé, mais qu'elle renseigne encore sur la rigidité du matériel gelé; puisque la conductibilité électrique (dans un conducteur 2. classe) est due à la mobilité des ions et caractérise ainsi la rigidité mécanique.

Cette méthode est très simple et peu encombrante puisque pour mesurer les résistances il suffit d'un ohmètre transportable avec lequel on visite les nombreuses sondes enfoncées dans le terrain. Pour l'étude des variations diurnes de la couche superficielle l'inscription automatique de la résistance est particulièrement appropriée. Entrer dans le détail des possibilités concrètes de l'inscription automatique mènerait trop loin. Si, pour des mesures devant se prolonger longtemps, il faut travailler, à cause du manque d'appareils sensibles, avec des intensités de courant fortes il faudra choisir un courant par impulsion pour éviter un échauffement du sol à l'endroit de la mesure.

Dans la méthode proposée la résistance ohmique, dont la croissance rapide est un signe de congélation, peut pourtant déjà varier dans l'état non gelé. Examinons si ceci peut être une source d'erreur pour cette méthode. Les mesures suivantes ne peuvent donner que des valeurs approchées et moyennes. Donner des valeurs précises n'aurait un sens que si en plus des effets principaux on tenait compte des effets secondaires en partie très compliqués (par exemple le gonflement colloïdal), ceci nous conduirait trop loin.

On pense d'abord aux variations de la résistance dues à la variation

de la teneur en eau. Pour étudier cette influence sur un exemple j'ai mesuré la résistivité et la consistance mécanique de l'échantillon de terre pour diverses teneurs en eau. Je suis parti d'une substance complètement sèche en augmentant peu à peu la teneur en eau. Les mesures ont été réalisées avec la terre utilisée pour mes expériences (fig. 2) à température constante (22° C). Les pourcentages sont donnés en poids:

Teneur en eau	22 %	25 %	30 %	35 %	40 %	45 %	50 %
résistivité ($k\Omega \cdot cm$)	0,45	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
consistance mécanique	friable	pâte consis- tante	pâte molle	bouil- lie	fluide	assez liquide	liquide

Donc dans un large domaine la teneur en eau n'a aucune influence sur la résistivité. A première vue ceci peut surprendre mais se laisse facilement expliquer: si la teneur en eau décroît l'épaisseur du film d'eau entre les grains et ainsi la coupe transversale des chemins d'une électrode à l'autre diminuent. D'autre part si la teneur en eau diminue, la concentration des porteurs de charges croît. Le produit de la coupe transversale des chemins et de la concentration des porteurs de charges reste constant aussi longtemps que la teneur en eau est supérieure à 25%. A ce moment les grains sont très proches et la coupe transversale du film d'eau devient interrompu. Ceci apparaît aussi dans la consistance mécanique: pour 22% d'eau le matériel est déjà friable, sous 20% d'eau il devient déjà granuleux. Tant que l'ensemble du matériel non gelé ne se désèche pas, la teneur en eau se stabilise au cours du temps entre des limites relativement proches: pour une teneur trop grande (plus de 35%) de l'eau est libérée par sédimentation; pour une teneur trop petite (sous 25%) de l'eau est tirée du voisinage par adhésion capillaire.

Quant à l'influence de la température, mes mesures sur l'échantillon de terre avec 30% d'eau ont fourni les résultats suivants:

Dans le domaine de température „chaud”, qui comprend les valeurs positives allant jusqu'à très près de 0° C, la résistivité dépend relativement peu de la température. En passant de 15° C à 0,1° C, la résistivité est multipliée par 2 ou 3. D'après la fig. 3 on pourrait penser que cette croissance est plus forte; cependant pour l'expérience de la figure 3 il faut tenir compte de l'effet suivant: le petit domaine entourant la sonde, qui produit la conductibilité électrique, est coupé par le front gelé s'avancant; de cette manière la résistance mesurée à la sonde augmente notablement, bien-que le domaine infinitésimal entourant la sonde ne soit pas encore

gelé n'ayant ainsi encore qu'une petite résistivité. Cet effet apparaît toujours lorsqu'il existe un gradient de température. Dans l'expérience de la figure 3 ce gradient de température est très grand.

Un effet, analogue au précédent, apparaît dans l'expérience de la figure 3 dans le domaine de température sous 0°C et en particulier au voisinage de 0°C . Par ce fait la résistivité ohmique en fonction de la température montre au voisinage de 0°C une coude beaucoup moins nette que pour un petit gradient de température. Pourtant pour une croissance aussi rapide de la température, comme le montre la figure 3, un grand gradient de température est pratiquement inévitable et ses conséquences sont — dans la mesure où l'on ne s'intéresse pas à l'aspect purement physique — à considérer comme des phénomènes essentiels qui en font partie.

J'ai remarqué que sous 0°C la résistivité en fonction de la température négative croissait beaucoup plus rapidement si la diminution de température est lente. Par exemple j'ai trouvé après une chute de température de 0°C à -1°C en l'espace de 2,5 heures (et une congélation de même durée) une résistivité de $50\text{ k}\Omega\cdot\text{cm}$, ce qui représente environ 50 fois la résistivité à 0°C à l'état non gelé. Par contre dans la figure 3 la résistivité croît relativement lentement en fonction de la température négative — conséquence d'une variation très rapide de température. Mais même dans ce cas extrême la croissance de la résistance ohmique permet encore de déterminer le point de congélation. Dans la nature où la vitesse du gel est plus lente même dans les centimètres supérieurs du sol la „coude de gel” de la résistance ohmique est beaucoup plus nette. Des variations de la résistance de l'ordre du facteur 10 dans l'état non gelé ou dans l'état gelé sont encore peu importantes pour la mesure de la limite de congélation parce que le rapport des résistances pour les matériels gelés et non gelés est de l'ordre du facteur 1000.

A titre accessoire relevons encore que dans le cas où on désire une connaissance particulièrement précise et détaillée de la variation de la limite de congélation — la mesure de la capacité entre les électrodes dans le sol est une méthode efficace pouvant compléter la mesure de la résistance. En effet dans l'état non gelé: une teneur en sel variable influence fortement la résistivité ohmique, pratiquement pas la capacité; une teneur en eau variable n'influence pratiquement pas (entre les limites fixées plus haut) la résistance ohmique, mais fortement la capacité. Pour l'échantillon sec de terre j'ai mesuré une constante diélectrique de $\epsilon = 2$. Lorsque la teneur en eau croît la constante diélectrique croît et tend vers la valeur limite $\epsilon = 81$ de l'eau pure. La constante diélectrique de la glace est de $\epsilon = 2-4$ (à haute fréquence); donc une valeur correspondant à peu près au matériel sec. La différence relativement grande entre les constantes

diélectriques pour les états gelés et non gelés rend la mesure de la capacité propre à la fixation de la limite de congélation.

Lorsque dans les premières décades de ce siècle, les sols polygonaux et striés trouvaient un intérêt croissant, on ne s'était pas encore rendu compte de leur diversité. On pensait avoir à faire à un ou deux phénomènes et de une ou deux explications justes qui pouvaient suffire. Dans la suite la multitude des observations provenant de nombreuses régions de la terre, a montré que les notions de „sols polygonaux et striés” ne sont que des noms collectifs pour des phénomènes multiples. A. L. Washburn (1956a), a fourni une subdivision logique satisfaisante de cette multiplicité. Cet auteur remarque, à juste titre, qu'une telle diversité de phénomènes ne peut être attribuée à un petit nombre de causes. On aurait évité beaucoup de querelles au sujet de la genèse des sols polygonaux et striés si on avait chaque fois indiqué à quels phénomènes concrets les explications trouvées se rapportent. Ainsi les considérations personnelles suivantes sur le comportement et la genèse des sols polygonaux et striés se limitent aux exemplaires observés par moi dans le massif de Néouvielle.

A maintes reprises j'ai remarqué que les sols polygonaux et striés subissaient des déformations importantes et relativement rapides à cause du recouvrement de neige, de la dessiccation et de l'action du gel. Ces déformations s'ajoutent au processus de formation qui semble être nettement plus lente. Ceci rend une détermination précise du processus de formation difficile, car même si les déformations rapides à peu près périodiques n'ont que des conséquences irréversibles minimales, ces déformations peuvent être cependant des promoteurs ou des perturbateurs du processus de formation.

Les échantillons naturels observés par moi ne sont dépourvus de la couverture de neige que pendant quelques semaines ou mois. Pendant la plus grande partie de l'année ils se trouvent sous un lourd fardeau de neige. Cette période peut être considérée comme un état de repos complet. En effet la lourde couche de neige non seulement gêne la mobilité du sol mais encore elle la protège des changements de température. Normalement la température du sol immédiatement sous la couche de neige est de près 0° C, d'une part parce que le froid de l'extérieur ne peut traverser la couche de neige et d'autre part, parce que la chaleur emmagasinée pendant l'été par le sol ne peut élever la température au-dessus du point de fusion. Le sol est saturé d'eau et il ne gèle que rarement sous l'épaisseur de la couche de neige.

Lorsque la neige avait disparu sur les sols polygonaux et striés ceux-ci généralement montraient un profil plat; ceci est vraisemblablement dû

à la pression de la couche de neige. On peut expliquer le processus de la manière suivante: la chaleur du sol provoque de préférence la fusion des bosses convexes de la surface inférieure de la neige, de sorte que la base de la couche de neige est rendue plane; ainsi le sol sous la neige est devenu plat par compression.

Le profil plan de ces exemplaires sortis de la neige se développe en quelques jours vers le profil connu avec polygones convexes ou bandes. Ces quelques jours semblent très importants pour l'évolution des sols polygonaux et striés: le sol est complètement saturé d'eau et il est très mou; du fait qu'il est toujours en contact avec l'eau de fusion sa température est voisine du point de fusion. Ces conditions sont très favorables à l'enfoncement des bandes de pierres à cause du poids plus grand et grâce à l'action du gel. De même le soulèvement des pierres par le gel est favorisé par ces conditions.

Après le départ de la neige les sols polygonaux et striés restent suivant leur position pendant plusieurs jours ou plusieurs semaines dans un état humide; après ils se dessèchent normalement; un processus qui est essentiel pour les sols polygonaux du type homogène puisque la contraction du matériel agrandit les fentes entre les polygones. Pour les sols polygonaux du type hétérogène le processus de la dessiccation a souvent, du point de vue phénoménologique, une action négative; les îlots de terre se baissent toujours plus, jusqu'à ce qu'ils constituent, lorsque la sécheresse est complète, avec les lisières de pierres une surface presque plane. De tels sols peuvent passer inaperçus, surtout si la surface est perturbée par des influences extérieures. Ainsi, après une mise en activité par l'humidité, ils peuvent donner l'impression d'être nouvellement formés. L'état sec représente aussi bien pour les sols hétérogènes que pour les sols homogènes un état inactif puisque le matériel sec a perdu sa plasticité et que le gel n'a plus d'action.

Un sol polygonal ou strié peut être ranimé plusieurs fois au cours de l'été soit par des pluies prolongées soit par des chutes de neige. Il est possible que des dessiccations et des humectations répétées aient aussi une importance dans la genèse du type hétérogène; ainsi dans le mécanisme suivant: pendant la dessiccation les pierres glissent dans les fentes en croissance. Ainsi pendant l'humectation celles-ci ne peuvent plus se fermer et le matériel doit s'échapper vers le haut en se bombant — de cette manière les pierres sur la surface humide glissent vers les fentes. Ce processus déjà indiqué par d'autres auteurs est à mon avis important lorsque le stade initial d'un sol polygonal hétérogène est amorcé par des fentes.

Dans les chapitres précédents j'ai déjà donné quelques détails de l'action du gel sur les sols polygonaux et striés ainsi que mes observations à ce sujet.

Résumons: très souvent on a observé de petites bosses ou taches de terre fine dues au gel qui semblaient constituer des stades embryonnaires de sols polygonaux.

Sans doute la majorité des sols polygonaux du type hétérogène trouve son origine dans de telles bosses dues au gel. J'ai aussi pu observer de telles bosses à des endroits où, en raison de l'altitude trop faible (sous 2650 m), des sols polygonaux ne pouvaient plus se former. J'en conclus que l'évolution ultérieure à partir du stade primitif vers le vrai sol polygonal est à considérer comme un effet du changement gel—dégel fréquent et intensif aux altitudes élevées. Bien que diverses observations m'aient convaincu que le stade initial dans la formation des sols polygonaux peut être de natures diverses; je n'ai pas pu constater sur des sols polygonaux du type hétérogène et formées complètement d'indices qui auraient laisser deviner une origine différentes. Ce fait semble confirmer que l'évolution ultérieure vers le sol polygonal effectif a lieu d'une manière indépendante du stade initial — à savoir sous l'effet du changement gel—dégel. De même des exemplaires du type homogène présentaient des indices (bombement des polygones) qui, à mon avis, devaient être attribués au gel. Les petites grandeurs des sols polygonaux et striés que j'ai trouvé font apparaître que c'est l'action du gel—dégel diurne particulièrement important en haut montagne — qui joue le rôle prédominant.

Mes observations décrites plus haut, concernant les facteurs qui influencent les sols polygonaux et striés et leurs stades primitifs, sont favorables à ma théorie proposée; bien que ces observations ne fournissent pas une preuve directe à sa faveur. Une telle preuve directe par des observations dans la nature semble être très difficile par la nécessité des mesures s'étendant sur des années. Pourtant je crois pouvoir affirmer que les expériences déjà décrites sont des preuves en faveur de ma théorie. Je vais encore une fois rappeler brièvement les conséquences les plus importantes de ces observations.

Par les expériences décrites dans les paragraphes A et B du dernier chapitre, j'ai pu montrer que la terre mouillée restait déformable après la congélation dans une mesure dépendant de la température et du temps. Les polygones et spécialement leurs lisières peuvent donc se déformer même dans un état partiellement ou complètement gelé sous l'effet de forces assez grandes. D'après l'expérience B le gel pénètre beaucoup plus rapidement dans les lisières de pierres que dans les polygones de terre mouillée. C'est pourquoi après refroidissement de l'air sous 0°C , la terre non gelée à l'intérieur des polygones est enfermée par le haut et par les côtés dans une carapace de matériel gelé.

Les expériences les plus importantes sont étudiées dans le paragraphe C

du dernier chapitre. Elles montrent qu'à l'intérieur d'une masse de terre gélant de tous les côtés se forme une grande pression hydrostatique, celle-ci étant capable de repousser lentement et continuellement les parois déjà gelées. D'autre part, les expériences montrent que les parois de séparation entre les petits et les grands polygones se déforment dans la direction des grands polygones. Ainsi la croissance des petits polygones aux dépens des grands, découlant de ma théorie, peut être vraiment réalisée expérimentalement. La déformation de la paroi de séparation n'apparaît qu'en profondeur. Ce fait — de même que d'autres — permet de conclure que la déformation est un effet de la pression hydrostatique, tandis qu'un effet d'une dilatation latérale directe de la couche gelée n'est pas visible. Mais on ne peut pas conclure à partir de ce fait que cette poussée latérale directe près de la surface doit aussi être absente dans la nature; car la nature fournit des situations et des conditions beaucoup plus diverses que celles réalisées dans un petit nombre d'expériences. Tout ce qui est nécessaire à la formation de sols polygonaux et striés dans la nature c'est que les processus favorisent la formation soient plus efficaces que les influences des processus destructifs.

Mais même si la pression hydrostatique est seule à intervenir, ceci suffit pour régulariser le sol polygonal; car dans la nature un déplacement de la partie inférieure des lisières entraîne aussi un déplacement de celles-ci à la surface. Par contre, dans mon expérience j'avais évité une réunion des parties inférieures, moyennes et supérieures pour pouvoir enregistrer les divers effets des pressions indépendamment les uns des autres.

REMERCIEMENTS

J'exprime ma gratitude sincère aux MM. les Professeurs Dr M. Matschinski et Dr A. Cailleux, qui ont bien voulu m'inciter et conseiller à l'étude des problèmes suivants. Les excursions dans les Pyrénées je les ai fait à partir du Laboratoire Biologique d'Orédon, dont le directeur est M. le Professeur Dr E. Angelier; je lui remercie vivement pour l'accueil bienveillant.

Bibliographie

- Adams, M. 1815 — De skeloto mammonteo sibirico ad Maris Glacialis Littora anno 1807 effossa. *Mém. Acad. Sci. St.-Petersbourg*, 5.
- Alimen, H. 1951 — Action périglaciaires et sols sur le versant nord-pyrénéen en Bigorre. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 230; p. 310—312.
- Allix, A. 1923 — Nivation et sols polygonaux dans les Alpes françaises. *La Géographie*, t. 39; p. 431—438.

- Anderson, J. 1906 — Solifluction, a component of subaerial denudation. *Jour. Geol.*, vol. 14; p. 91—112.
- Baer, K. van 1838 a — 6 expédition à Novaia Zemlia et en Laponie. *Bull. Acad. Sci. St.-Petersbourg*, t. 3.
- Baer, K. van 1838 b — Recent intelligence upon the frozen ground in Siberia. *Jour. Royal Geogr. Soc.*, vol. 8; p. 401—406.
- Bastin, A. et A. Cailleux 1941 — Action du vent et du gel au quaternaire dans la région bordelaise. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. 11; p. 259—266.
- Benard, H. 1900 — Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide. *Rev. Gén. des Sci.*, t. 11; p. 1261—1271 et 1309—1328.
- Benard, H. 1901 — Les tourbillons cellulaires dans une nappe liquide transportant de la chaleur par convection en régime permanent. *Ann. Chim. Phys.*, sér. 7, Paris.
- Bergau, W. 1957 — Deux méthodes de mesure de la zone gelée dans le sol. *Proc. Fourth Intern. Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, London.
- Beskow, G. 1930 — Erdfließen und Strukturboden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. *Geol. Förening. Stockholm Förhandl.*, Bd. 52; p. 622.
- Beskow, G. 1935 — Tjälbildingen och Tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. *Sver. Geol. Undersök.*, ser. C, no 375.
- Black, R. F. 1952 — Polygonal patterns and ground conditions from aerial photographs. *Photogrammetric engineering*; p. 123—134.
- Bourcart, J., J. Florentin et V. Romanovsky 1941 — Sur un appareil permettant la détermination de la rigidité des suspensions grossières. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 212; p. 682—684.
- Bout, P. 1953 a — Etudes de géomorphologie dynamique en Islande. *Act. Scientif. Industr. Coll. Hermann*, 1197; 220 p.
- Bout, P. 1953 b — Contribution à l'étude vulcanologique et morphologique de l'Islande Sud-Ouest. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, t. 3; p. 187—204.
- Bout, P. 1953 c — Prismations et divisions polygonales régulières. *Revue Géomorph. Dyn.* année 4; p. 205—224.
- Bout, P. 1953 d — Etudes géologiques en Islande du 2 au 30 août 1950. *Exped. Polaires Franç.*, expéd. arctique: Travaux en Islande 1950—1951, t. 18, sér. scient.; p. 7—18.
- Bryan, K. 1946 — Cryopedology, the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 244; p. 622—642.
- Büdel, J. 1960 — Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. *Colloquium Geogr.*, t. 6.
- Bunge, A. 1884 — Naturhistorische Beobachtungen und Fahrten im Lena-Delta. *Bull. Acad. Sci. St.-Petersbourg*, t. 29; p. 422—476.
- Cailleux, A. 1947 — Caractères distinctifs des coulées de blocailles liées au gel intense. *C. R. som. Soc. Géol. France*; p. 323—324.
- Cailleux, A. 1948 — Répartition en altitude des aspects du sol liés au froid. *C. R. som. Soc. Géol. France*; p. 92—93.
- Cailleux, A. et P. Hupé 1947 — Présence de sols polygonaux et striés dans les Pyrénées françaises. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 225; p. 1353—1355.
- Cailleux, A. et G. Taylor 1948 — Etudes de cryopédologie. *Exped. Polaires Franç.*, expéd. arctique, 3; 220 p.

- Cailleux, A. et G. Taylor 1954 — Cryopédologie. Etude des sols gelés. *Expéd. Polaires Franç.*, 1203; 232 p.
- Cailleux, A. et E. Thellier 1947 — Sur la détermination de la couche de sol gelé. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 224; p. 1174—1175.
- Casagrande, A. 1934 — Bodenuntersuchungen im Dienste des neuzeitlichen Strassenbaues. *De Strassenbau*, 2, Halle.
- Cassagnau, P. 1960 — Contribution à l'étude écologique des collemboles du sol et de ses annexes dans les Pyrénées centrales. Thèses à la Fac. Sci. Toulouse.
- Castiglioni, B. 1931 — Di alcune strutture del suolo di tipo artico osservate sulle Alpi. *Boll. Comit. Glac. Ital.*, t. 9, Torino.
- Castiglioni, B. 1932 — Esperienze sul sollevamento del suolo gelato e genesi dei „suoli poligonali” dei climi freddi. *Boll. R. Soc. Geogr. Ital.*, Roma, ser. 6, t. 9; p. 663.
- Cavaille, A. 1951 — Phénomènes de dessiccation du sol en Quercy. *Revue Géomorph. Dyn.*, année 2; p. 170—172.
- Cholnoky, E. 1911 — Spitzbergen. *Foldrajzi Közlemenyek*, t. 39; p. 93—134.
- Chydenius, K. 1869 — Svenska Expedition till Spetsbergen 1861. 287 p.
- Conrad, V. 1946 — Polygone nets and their physical development. *Amer. Jour. Sci.* vol. 244; p. 277—296.
- Corbel, J. 1954 — Les sols polygonaux. Observations, expériences, genèse. *Revue Géomorph. Dyn.*, année 5; p. 49—68.
- Corte, A. E. 1959 — Experimental formation of sorted patterns in gravel overlying a melting ice surface. *U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report*, 55, Wilmette; 14 p.
- Corte, A. E. 1961 — The frost behavior of soils: Laboratory and field data for a new concept. *U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report*, 85, Wilmette.
- Corte, A. E. et Higashi A. 1960 — Experimental research on desiccation cracks in soil. *U. S. Army Snow Ice and Permafrost Research Establishment, Research Report*, 66, Wilmette.
- Dege, W. 1938 — Geomorphologische Forschungen im nördlichen Andree Lande (Nord-Spitzbergen). Thèse de doctorat, Münster.
- Demangeot, J. 1942 — Tjåle et sols polygonaux en montagne. *Etudes Rhodaniennes*, t. 17; p. 131—138.
- Douville, R. 1916—17 — Sols polygonaux ou réticulés. *La Géographie*, t. 31; p. 241—251.
- Dücker, A. 1933a — Frostschiebung und Frosthebung. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*; p. 441—445.
- Dücker, A. 1933b — „Steinsohle” oder „Brodelpflaster”. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B; p. 264—267.
- Dücker, A. 1939 — Neue Erkenntnisse auf dem Gebiete der Frostforschung. *Die Strasse*, 17, Berlin.
- Dücker, A. 1940 — Frosteinwirkung auf bindige Boden. *Der Strassenbau*, Jhg. 1939/40, Berlin.
- Dücker, A. 1948 — Über den Stand der experimentellen Frostforschung in Strassenbau. *Bodenmechanik und Grundbau*; p. 169—176.

- Eakin, H. 1916 — The Yukon-Kyoukuk region, Alaska. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 631, Washington; 88 p.
- Elton, C. 1927 — The nature and origin of soil-polygons in Spitsbergen. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol. 83; p. 163—194.
- Figurin, A. 1823 — Izvletchenie iz zapisok mediko-khirusga Figurina, vedennykh vo vremia opisi beregov Severo-Vostotchnoy Sibiri. *Gos. Admiralt. Dep., Zapiski*, 5; p. 259—328.
- Figurin, A., cité par: E. Toll 1895 — Die fossilen Eislager und ihre Beziehungen zu den Mammutleichen. *Mém. Acad. Sci., St. Pétersbourg*, t. 42, no 13.
- Flohr, E. 1935 — Beobachtungen über die Bahnen der Schneeschmelz-wässer im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Problem der Blockrinnen (Steinstreifen). *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 353—369.
- Fränze, O. 1959 — Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien). *Bonner Geogr. Abhandl.*, H. 26.
- Fries, Th. et C. Nyström 1869 — Svenska Polarexpeditionen 1868. Stockholm.
- Frödin, J. 1918 — Über das Verhältnis zwischen Vegetation und Erdfließen in den alpinen Region. *Lunds Univ. Arsskr.*, N. F. Avd., Lund, no 2, t. 4; 30 p.
- Frödin, J. 1924 — Les associations végétales des hauts pâturages pyrénéens. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, t. 52.
- Furrer, G. 1954 — Soliflukationsformen im schweizerischen Nationalpark. *Schweizer naturf. Ges., Ergebnisse der wiss. Untersuchungen des schweiz. Nationalparks*, t. 4, N. F., no 29; p. 201—275.
- Furrer, G. 1959 — Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündener Alpen. *Geogr. Helvetica*, 4; p. 277—309.
- Gadbois, P. et C. Laverdiere 1954 — Esquisse géographique de la région de Floeberg Beach, nord de l'île Ellesmere. *Géogr. Bull.*, 6; p. 17—44.
- Garcia-Sainz, L. 1941 — Las fases epiglaciales del Pirineo español. *Estudios geogr.*, ano 2, Madrid.
- De Geer, G. 1904 — Diskussion. *Geol. Förening. i Stockholm Förhandl.*, Bd. 26.
- Gignoux, M. 1931 — Les sols polygonaux dans les Alpes et la genèse des sols polaires. *Ann. Géogr.*, t. 40; p. 610—619.
- Gignoux, M. 1936 — Un bel exemple de „sol polygonal“ dans les Alpes françaises. *Bull. Soc. Sci. Dauphiné*, t. 56, Grenoble.
- Goldthwait, R. 1939 — Glacial geology of Mount Washington. Doctor thesis, Cambridge, U.S.A.
- Gripp, K. 1926 — Über Frost und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 351—354.
- Gripp, K. 1927 — Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abhandl. Nat. Vereins zu Hamburg*, Bd. 21.
- Gripp, K. 1952 — Zwei Beiträge zur Frage der periglazialen Vorgänge. *Meyniana*, Bd. 1, Kiel; p. 112—118.
- Gripp, K. et W. Simon 1933 — Experimente zum Brodelbodenproblem. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B; p. 433—440.
- Gripp, K. et W. Simon 1934a — Nochmal zum Problem des Brodel Bodens. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*; p. 283—286.

- Gripp, K. et W. Simon 1934b — Die experimentelle Darstellung des Brodelbodens. *Naturwiss.*, Bd. 22; p. 8—10.
- Gusev, A. 1936 — Tetragonalnye grunty v arktischeskoy tundre (Sols tétragonaux dans la toundra arctique). *Izvestiya Gos. Geogr. Obshchestva*, t. 70.
- Hamberg, A. 1915 — Zur Kenntnis der Vorgänge im Erdboden beim Gefrieren und Auftauen, sowie Bemerkungen über die erste Kristallisation des Eises im Wasser. *Geol. Förening. Stockholm Förhandl.*, Bd. 37; p. 583—611.
- Hauser, C. 1864 — Der vordere Selbsanft. *Jhb. Schweiz. Alpenclub*, Jhg. 1.
- Hempel, L. 1955 — Messungen an eiszeitlichem Strukturboden auf dem Göttinger Muschelkalk. *N. Jhb. f. Geol. u. Paläont.*; p. 465—474.
- Högbom, B. 1908—10 — Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes in Spitzbergen. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 9; p. 41—59.
- Högbom, B. 1914 — Über die geologische Bedeutung des Frostes. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*, vol. 12; p. 257—389.
- Hövermann, J. 1960 — Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. *Ztschr. f. Geomorphologie*, Bd. 4.
- Huxley, J. 1925 — Les sols polygonaux et l'évolution des phénomènes de dénudation dans les pays arctiques. *Ann. Géogr.*, t. 34; p. 60—62.
- Huxley, J. et N. Odell 1924 — Notes on the surface markings in Spitsbergen. *Geogr. Jour.*, vol. 63; p. 207—229.
- Hupé, P. 1961 — A propos des sols polygonaux et striés des Pyrénées. *C. R. som. Soc. Géol. France*.
- Jahn, A. 1946 — O niektórych formach gleb strukturalnych Grenlandii Zachodniej (summary: About some forms of structural soil markings in West Greenland). *Przegl. Geogr.*, t. 20, Warszawa; p. 73—89.
- Jahn, A. 1950 — Osobliwe formy poligonalne na łąkach w dolinie Wieprza (summary: Peculiar polygonal markings on the meadows in the Wieprz river valley). *Acta Geol. Polonica*, vol. 1; p. 150—157.
- Kinzl, H. 1928 — Beobachtungen über Strukturböden in den Ostalpen. *Pet. Geogr. Mitt.*, Bd. 74.
- Kinzl, H. 1946—49 — Formenkundliche Beobachtungen im Vorfeld der Alpengletscher. *Veröff. d. Mus. Ferdin. Innsbruck*, Bd. 28/29; p. 71—73.
- Kjellmann, F. 1879 — Om växtligheten på Sibiriens Nordkust. *Vet. Akad. Ofvers.*, Stockholm, Ars. 36; p. 5—21.
- Klute, F. 1927 — Die Oberflächenformen der Arktis. *Düsseldorfer geogr. Vortr. u. Erörter.*, Breslau; p. 91—99.
- Kretschmer, G. 1958 — Die Ursache für Eisschichtbildung im Boden. *Wiss. Ztschr. d. Univ. Jena*, Jhg. 7, Mat.-Nat. Reihe.
- Leffingwell, K., de 1915 — Ground-ice wedges, the dominant form on the North coast of Alaska. *Jour. Geol.*, vol. 23.
- Lehmann, O. 1888 — Molekularphysik. Bd. I, Leipzig.
- Llarena, Gomez, J., de 1936 — Algunos datos sobre glaciar actual del Monte Perdido (Pirineos). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 36, Madrid.
- Lliboutry, L. 1955 — L'origine des sols striés et polygonaux des Andes de Santiago (Chili). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 240; p. 1793—1794.

- Lliboutry, L. 1961 — Phénomènes cryonivaux dans les Andes de Santiago (Chili). *Biuletyn Peryglacjalny*, nr 10.
- Low, A. 1925 — Instability of viscous fluid motion. *Nature*, vol. 115; p. 299—300.
- Malaurie, J. 1949 — Sur des sols structuraux sous-marins de la côte Ouest du Groenland. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 228; p. 259—260.
- Martin, A. 1882 — Anton Rolandson Martin; Dagbok hällen viden resa till Norrpolen eller Spitsbergen, på K. Vetenskaps-Akademiens omkostnad och med ett Grönländska Compagniet i Göteborg tillhörande skepp år 1758 förrättad. *Ymer*, Årg. 1, 1881; p. 102—141.
- Matschinski, M. 1952 — Sur les formations hexagonales. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, t. 2; p. 641—650.
- Matschinski, M. 1954 — Considérations statistiques sur les polygones et les polyèdres. *Publ. Inst. Stat.*, Paris, t. 3; p. 179—201.
- Meinardus, W. 1912a — Über einige charakteristische Bodenformen auf Spitzbergen. *Sitz.-Ber. d. Mediz.-naturwiss. Ges. zu Münster i. W.*; p. 1—42.
- Meinardus, W. 1912b — Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 250—259.
- Michaud, J. et A. Cailleux 1950 — Vitesse des mouvements du sol au Chambeyron. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 230; p. 314—315.
- Middendorf, A. 1864 — Reise in den äussersten Norden und Osten Sibiriens. St.-Petersburg, t. 4.
- Miethe, A. 1912 — Über Karrebodenformen auf Spitzbergen. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 241—244.
- Moret, L. 1953 — Un phénomène physique important: les courants de convection, leur rôle en géologie. *Ann. Inst. Polytech.*, Grenoble, t. 2.
- Mortensen, H. 1932 — Über die physikalische Möglichkeit der „Brodel“ — Hypothese. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B; p. 417—422.
- Mortensen, H. 1934 — Bemerkungen zu den Ausführungen von Gripp und Simon (CBL 1933, B. p. 433 ff.) über das Strukturbodenproblem. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B; p. 45—46.
- Nansen, F. 1921 — Spitzbergen. Leipzig; 337 p.
- Nordenskjöld, O. 1907 — Über die Natur der Polarländer. *Geogr. Ztschr.*, Jhg. 13; p. 563—566.
- Nordenskjöld, O. 1911 — Die schwedische Südpolar-Expedition und ihre geographische Tätigkeit. *Wiss. Ergebnisse d. schwedischen Südpolar-Exped. 1901—1903*. Stockholm, t. 1, part 1; 232 p.
- Paterson, T. 1940 — The effects of frost action and solifluction around Baffin Bay and in the Cambridge district. *Quart. Jour. Soc. Geol. London*, vol. 96; p. 99—130.
- Penck, A. 1912 — Über Polygonboden im Spitzbergen. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 244—246.
- Philberth, K. 1960 — Sur une explication de la régularité dans les sols polygonaux. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 251; p. 3004—3006.
- Philberth, K. 1961 — Des sols polygonaux et striés dans les Pyrénées. *C. R. som. Soc. Géol. France*.

- Philberth, K. 1962 — Strukturboden in den Hohen Pyrenäen. *Photogr. u. Forschung, Hausmitteilungen der Zeiss Ikon A.G., Stuttgart* (sous presse).
- Poser, H. 1931 — Beiträge zur Kenntnis der arktischen Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. 22; p. 200—231.
- Poser, H. 1933 — Das Problem des Strukturbodens. *Geol. Rundschau*, Bd. 24; p. 105—121.
- Poser, H. 1934 — Bemerkungen zum Strukturbodenproblem. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.*, Abt. B; p. 39—45.
- Poser, H. 1947 — Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würm-Eiszeit. *Naturwiss.*, Bd. 34; p. 232—238, 262—267.
- Poser, H. 1954 — Die Periglazial-Erscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). *Gött. Geogr. Abhandl.*, H. 15; p. 125—180.
- Rayleigh Lord 1916 — On convection currents in horizontal layer of fluid etc. . . . *Phil. Mag.*, 6 ser no, 192; p. 529—546.
- Romanovsky, V. 1939a — Tourbillons dans les boues épaisses. Application aux terrains polygonaux arctiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* t. 208; p. 621—623.
- Romanovsky, V. 1939b — Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. *Revue Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, t. 12; p. 315—327.
- Romanovsky, V. 1940a — Application de la théorie convective aux terrains polygonaux. Résultats de la mission au Spitzberg. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 210; p. 97—99.
- Romanovsky, V. 1940b — Une application des tourbillons convectifs. *Jour. Phys. et Radium*, Paris, t. 8; p. 346—349.
- Romanovsky, V. 1941a — Application du critérium de Lord Rayleigh à la formation des tourbillons convectifs dans les sols polygonaux du Spitzberg. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 211; p. 877—878.
- Romanovsky, V. 1941b — Détermination des propriétés physiques des échantillons de boue des terrains polygonaux du Spitzberg. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 212; p. 359—360.
- Romanovsky, V. 1941c — Sur un appareil permettant la détermination de la conductibilité thermique des sols. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 213; p. 584—586.
- Romanovsky, V., et A. Cailleux 1942 — Sols polygonaux et fentes de dessiccation. *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 5, t. 12; p. 321—327.
- Rousseau, J. 1949 — Modifications de la surface de la Toundra sous l'action d'agents climatiques. *Canad. Géogr.*, t. 3; p. 43—51.
- Rozanski, G. 1943 — Stone centered polygons. *Jour. Geol.*, vol. 51; p. 330—341.
- Rydquist, F. 1960 — Studier inom Öländska polygonmarker. *Medd. f. Geogr. Inst. Stockholm Högskola*, nro 125; p. 50—74.
- Salomon, W. 1929 — Arktische Bodenformen in den Alpen. *Sitz.-Ber. d. Heidelberger Akad., Wiss. Math. Naturwiss. Kl.*, No 5; 31 p.
- Sapper, K. 1912 — Über Fließerde und Strukturboden auf Spitzbergen. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 259—270.
- Schenk, E. 1955a — Die Mechanik der periglazialen Strukturboden. *Abhandl. Hess. Landesamts f. Bodenforschung*, H. 13; 92 p.
- Schenk, E. 1955b — Die periglazialen Strukturbodenbildungen als Folgen der Hydrationsvorgänge im Boden. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, Bd. 6; p. 170—184.

- Schmid, J. 1955 — Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. Heidelberg; 114 p.
- Sharp, R. 1942 — Soils structures in the St. Elias Range, Yukon Territory. *Jour. of Geomorphology*, vol. 5; p. 274—301.
- Sharp, R. 1949 — Studies of superglacial debris on valley glaciers. *Amer. Jour. Sci.*, vol. 247; p. 289—315.
- Shiskine, N. 1948 — Participation de la circulation convective à la formation des formes cellulaires du microrelief. *Bull. Acad. Sci. U.R.S.S., sér. géogr., géol.*, t. 12; p. 177—181.
- Smith, C. 1954 — La forme des Choses. *Atomes*, no 103; p. 335—339.
- Sörensen, T. 1935 — Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. *Medd. om Grönland*, t. 93.
- Spethmann, H. 1912 — Über Bodenbewegungen auf Island. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 246—248.
- Steche, H. 1933 — Beiträge zur Frage der Strukturböden. *Ber. Akad. Wiss. Leipzig, Math. Phys. Kl.*, t. 85; p. 193—272.
- Taber, S. 1929 — Frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 37; p. 428—461.
- Taber, S. 1930 — The mechanics of frost heaving. *Jour. Geol.*, vol. 38; p. 303—317.
- Taber, S. 1943 — Perennially frozen ground in Alaska — its origin and history. *Bull. Geol. Soc. Geol. Amer.*, vol. 54; p. 1433—1548.
- Tarnuzzer, Chr. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz., Bern, 1909, Lieferung 23.
- Tarnuzzer, Chr. 1911 — Die Schuttfacetten der Alpen und des hohen Nordens. *Pett. Geogr. Mitt.*, Jhg. 57; p. 262—264.
- Ters, M. 1951 — Sols polygonaux dans l'île de Ré (Charente-Maritime). *Bull. Soc. Géol. France*, sér. 6, t. 1; p. 649—652.
- Thorarinsson, S. 1953 — Anchored stone polygons at low levels within the Iceland basalt regions. *Jökull*, Reykjavik; p. 37—38.
- Tollner, H. 1937 — Eine merkwürdige Form des Strukturbodens auf Jan Mayen. *Mitt. Geogr. Ges. Wien*, Bd. 80.
- Trevor-Battye, A. 1921 — A theory of the origin of surface polygons in polarlands. *Geogr. Jour.*, vol. 58; p. 306—308.
- Tricart, J. 1950 — Le modelé des pays froids, fasc. 1: Le modelé periglaciaire. Cours de géomorphologie, 2e partie, fasc. I, CDU, Paris, 270 p.
- Troll, C. 1944 — Strukturboden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. *Geol. Rundschau*, Bd. 34; p. 545—694.
- Troll, C. 1947 — Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. *Erdkunde*, Bd. 1; p. 162—175.
- Troll, C. 1948 — Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. *Erdkunde*, Bd. 2; p. 1—21.
- Ule, W. 1911 — Glazialer Karree- oder Polygonboden. *Ztschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin*; p. 253—262.
- Vageler, P. 1932 — Der Kationen- und Wasserhaushalt des Mineralbodens. Berlin.
- Washburn, A. L. 1950 — Patterned ground. *Revue Canad. Géogr.*, t. 4; p. 5—59.
- Washburn, A. L. 1956a — Classification of patterned ground and review of suggested origins. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67; p. 823—866.

- Washburn, A. L. 1956b — Unusual patterned ground in Greenland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 67; p. 807—810.
- Weickmann, L. 1932 — Beobachtungen von Strukturboden während der Polarfahrt des „Grafen Zeppelin“. *Ber. Sächs. Akad. Wiss., Math. Phys. Kl.*, Leipzig, 84.
- Wilhelm, F. 1961 — Deutsche Spitzbergen-Expedition 1960. Vortrag vor der Kartograph. Ges. München, 25. 1. 1961.
- Wolansky, D. 1932 — Strukturboden und arktische Bodenformen. *Geol. Rundschau*, Bd. 23.
- Wollny, 1897—98 — Untersuchungen über den Einfluss des Frostes und die physikalischen Eigenschaften des Bodens. *Forschung auf dem Gebiete der Agrikultur-Physik*, Bd. 20, Heidelberg.
- Wulff, T. 1902 — Botanische Beobachtungen auf Spitzbergen. E. Malmström, Lund; 115 p.
- Yonekiti, H. 1933 — Thermal convection of liquid laden with some powder. *Report Aeronaut. Research Inst. Tokyo*, vol. 7; p. 419.
- Zeuner, F. 1959 — The Pleistocene Period. London.

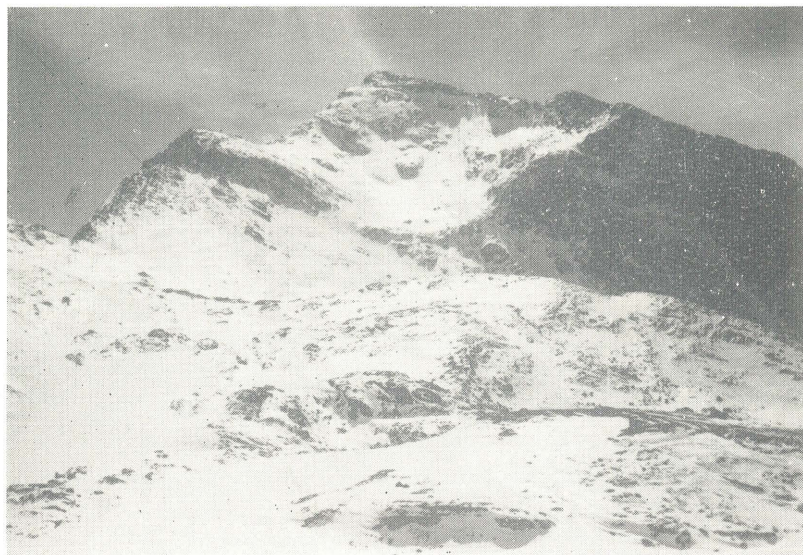


photo de l'auteur, 1960

Photo 1. Le Pic de Camp Biéhl (3172 m) vu du nord-nord-est. Au premier plan le domaine de sols polygonaux et striés essentiellement étudié par moi



photo de l'auteur, 1960

Photo 2. Le Pic Long (3191 m, à droite) avec glacier, vu d'Est. A la moitié supérieure de 3^e quadrant de l'image se trouve un domaine de sols polygonaux et striés. Cette figure constitue presque sans lacune le prolongement du photo 1 vers la droite



photo de l'auteur, 1960

Photo 3. Essaims de sols polygonaux et striés dans le calcschiste en désagrégation. On voit les calottes de neige ancienne, qui se retirent. A l'arrière plan le massif granitique d'Aubert

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm

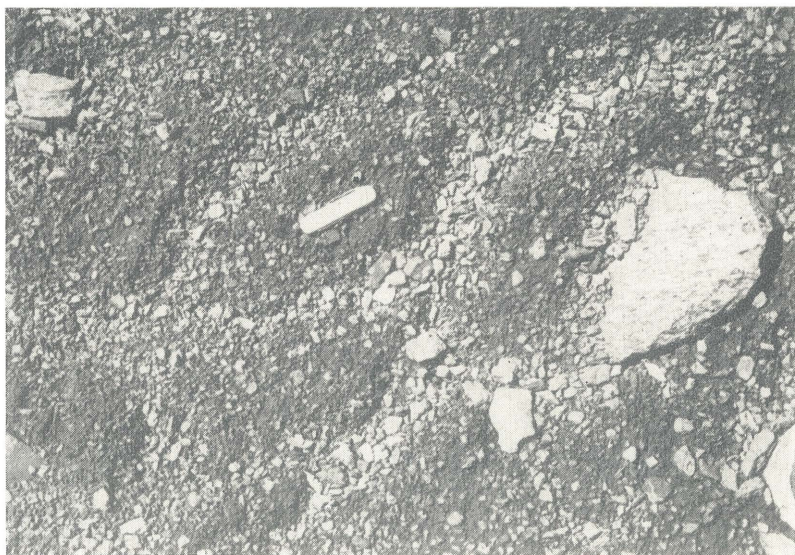


photo de l'auteur, 1960

Photo 4. Extrait d'un des essaims montrés dans le photo 3. Formes elliptiques („polygones étirés”) due à une inclinaison d'environ 5°

Longueur du canif: 8 cm

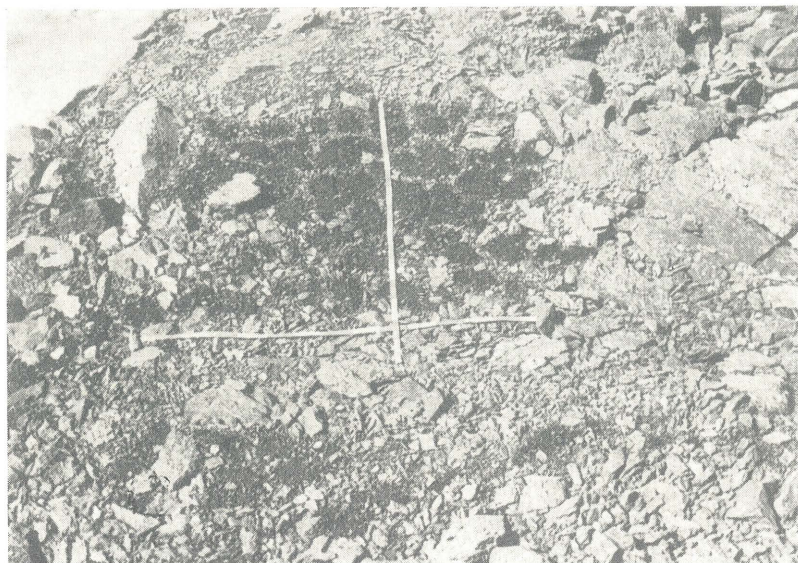


photo de l'auteur, 1960

Photo 5. Sol polygonal horizontal sans direction avantagée. Les bandes de pierre sont peu profondes (type flottant)

Longueur des segments rouges et blancs des rubans: 10 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 6. Extrait du photo 5. De petites pierres sont aussi visibles sur les polygones

Longueur du canif: 8 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 7. Sol polygonal où le desséchment a atténué les contrastes de la clarté et du relief. Sous-sol de roche en profondeur de 3—5 cm

Longueur du canif: 8 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 8. A certains endroits les frontières entre les polygones contiennent peu de pierres. Cette forme peut déjà être considérée comme un passage vers le type homogène

Longueur du canif: 8 cm

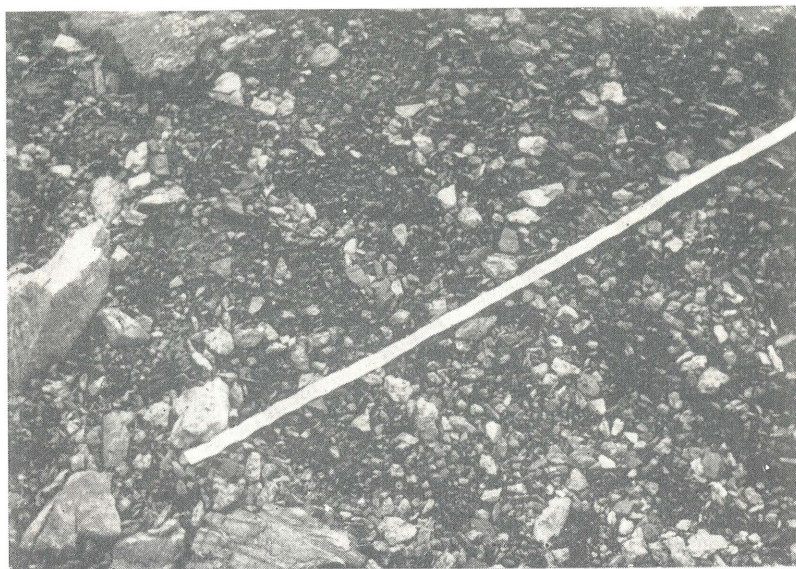


photo de l'auteur, 1960

Photo 9. Il n'y a que quelques jours que ce sol polygonal a été libéré de la neige et il est encore complètement imbibé d'eau; les bandes de pierre semblent posées sur le sol

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm

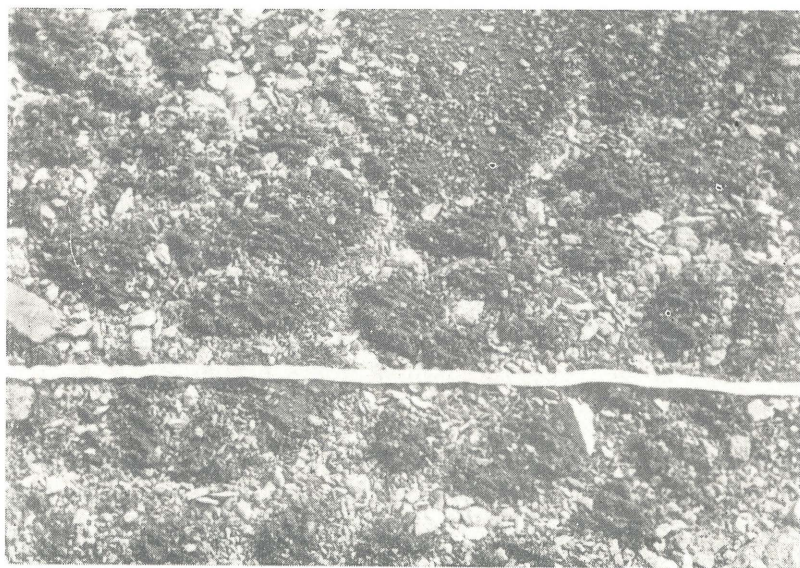


photo de l'auteur, 1960

Photo 10. Ce sol polygonal est libéré de la neige depuis assez longtemps. Les larges bandes de pierres sont nettement plus basses que les polygones

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 11. Les stries suivent la pente, même si celle-ci a une forte courbure (rayon de courbure 3—4 m). Les éclats de calcaire d'un blanc bleuâtre se trouvent aussi entre les roches de schiste

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 12. Structure de stries qui, dans la moitié inférieure du photo, se transforme en raison de l'inclinaison décroissante en structure polygonale

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 13. Un extrait de la zone de transition du photo 12: stries de pierres, reliées par des anastomoses de netteté croissante

Longueur du canif: 8 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 14. Stries de terre parallèles, où il manque (encore?) la parfaite régularité d'un sol strié régulier. Il semble que le nombre trop grand de pierres empêche la formation d'un vrai sol strié

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 15. Extrait du photo 14; les distances des stries concordent à peu près avec les distances pour des sols striés réguliers

Longueur des segments rouges et blancs du ruban: 10 cm

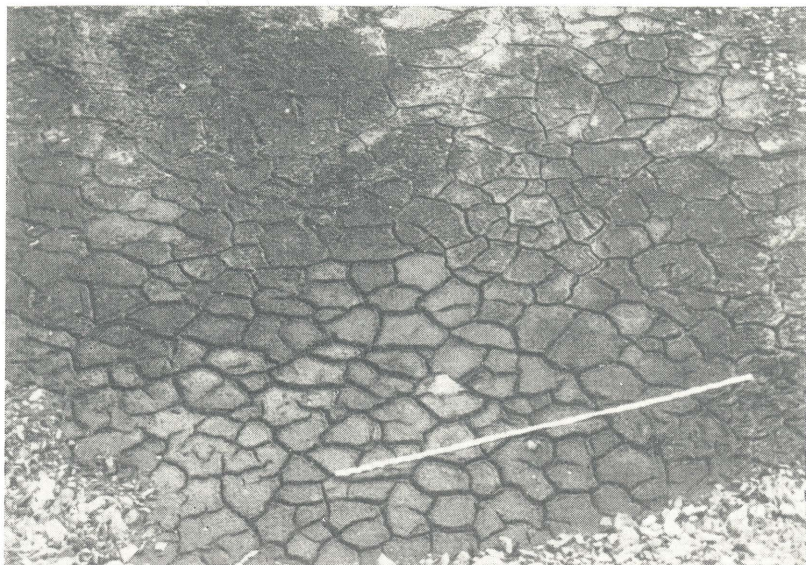


photo de l'auteur, 1960

Photo 16. Polygones dans du matériel exclusivement fin. Contrairement à un réseau de dessiccation habituel la disposition des fentes est à peu près régulière. Mais les polygones ne sont pas bombés

Longueur du ruban total: 150 cm

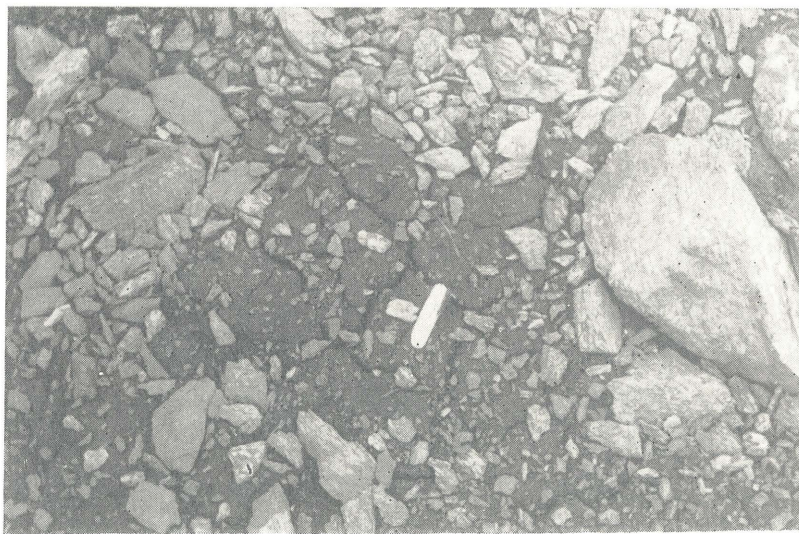


photo de l'auteur, 1960

Photo 17. Etat initial hypothétique d'un sol polygonal: en apparence fentes formées par dessèchement avec enrichissement en pierres

Longueur du canif: 8 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 18. Extrait du domaine central du photo 25. Les polygones présentent un bombement convexe. Ainsi l'action du gel devient probable

Longueur du canif: 8 cm

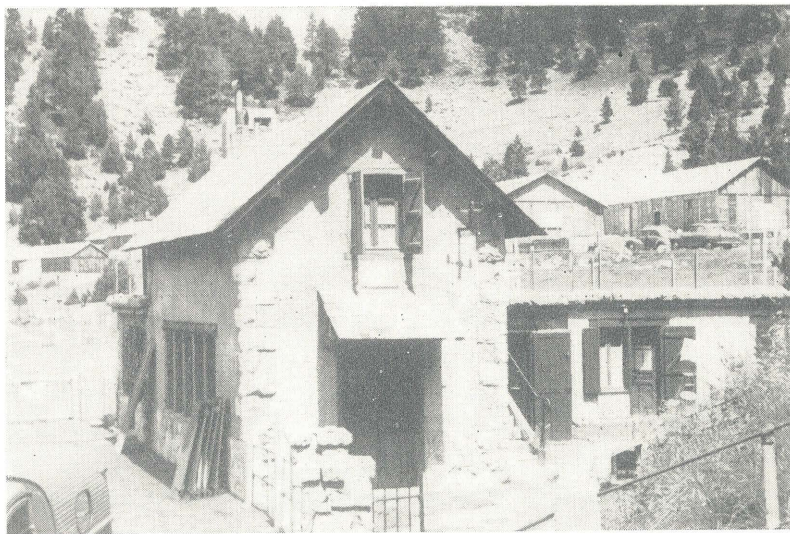


photo de l'auteur, 1960

Photo 19. Le Laboratoire biologique d'Orédon au rivage „est” du Lac d'Orédon. Le „Labo” est sous la direction de Monsieur le Professeur E. Angelier



photo de M. P. Cassagnau, 1960

Photo 20. Une forme de transition de sols striés aux sols polygonaux. Les polygones sont formés par des anastomoses



photo de M. P. Cassagnau, 1960

Photo 21. Un bloc de schiste (en haut à gauche) se trouve dans un courant de matériel hétérogène. Les petites pierres constituant les stries et les polygones sont des éclats de calcaire

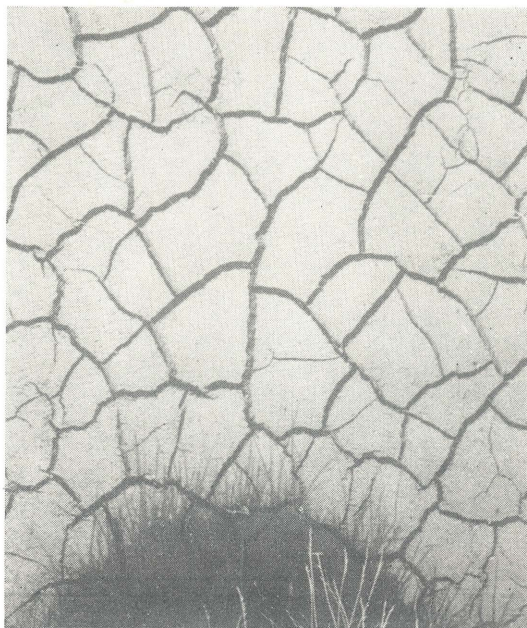


photo de l'auteur, 1960

Photo 22. Un réseau de dessiccation normal (2000 m). Il présente beaucoup de „fentes principales” et de ce fait beaucoup d'angles de 180° . Des intersections de fentes sont pratiquement absentes

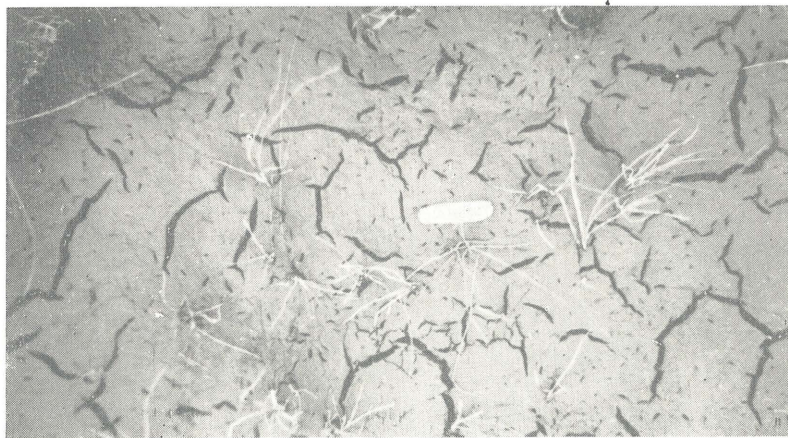


photo de l'auteur, 1960

Photo 23. Un réseau de dessiccation normal (2100 m) en formation: diverses formes de fentes (par exemple sur le canif) font penser à la superposition des tensions

Longueur du canif: 8 cm

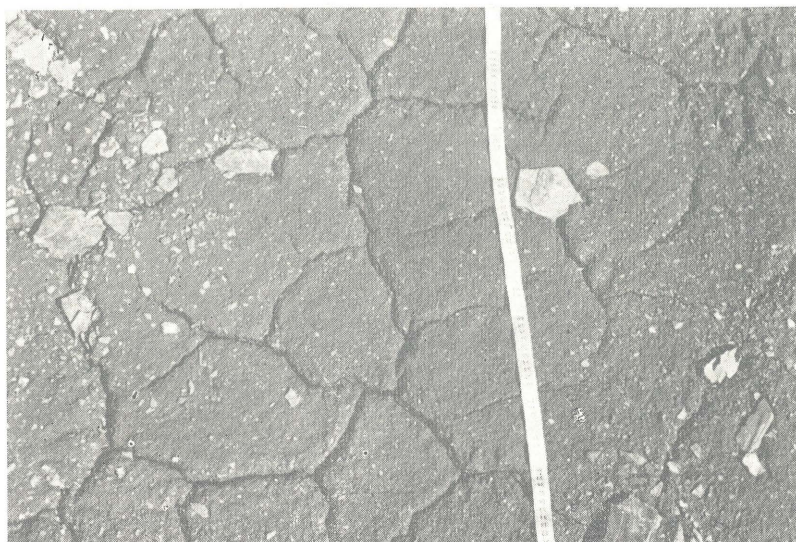


photo de l'auteur, 1960

Photo 24. De grosses pierres forment le début ou la fin de fentes de retrait. Elles se trouvent donc au bord des polygones formés

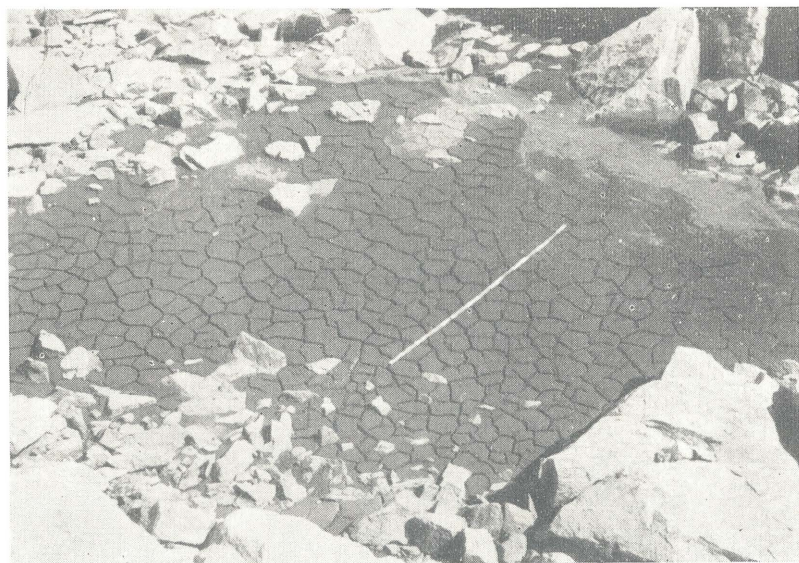


photo de l'auteur, 1960

Photo 25. Dans la région centrale (comparer le photo 18) apparaissent les signes caractéristiques des sols polygonaux; vers les bords le caractère de fentes de retrait habituelles est prédominant

Longueur du ruban total: 150 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 26. Une tache de boue. Probablement les sols polygonaux se développent à partir de telles taches

Longueur du canif: 8 cm



photo de l'auteur, 1960

Photo 27. Un tel aspect est fréquent: entre les pierres de petites bosses de terre (diamètre 1—5 cm) se pressent vers le haut



photo de l'auteur, 1960

Photo 28. Malgré de grandes pierres quelques polygones se sont bien développés ici

Longueur des crayons: 13 cm

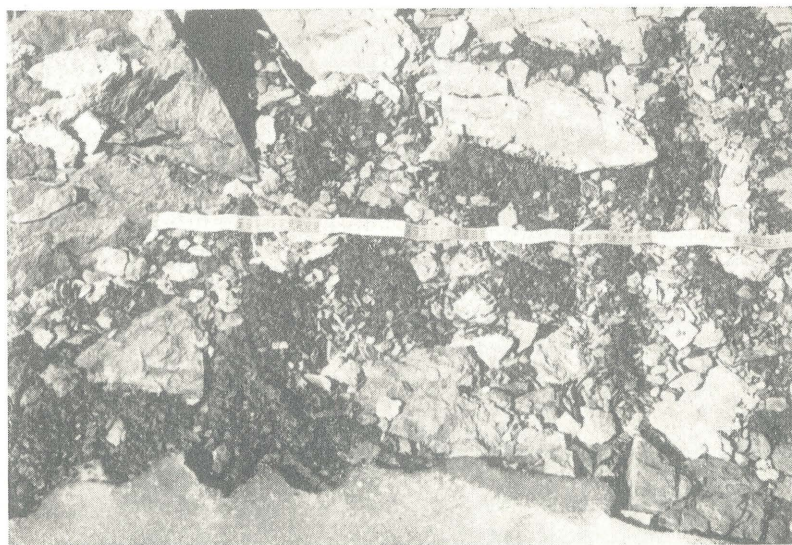


photo de l'auteur, 1960

Photo 29. Un sol polygonal du type hétérogène au bord d'un champ de neige ancienne (31. VIII. 1960). Le matériel est encore très mouillé

Longueur des segments du ruban: 10 cm.

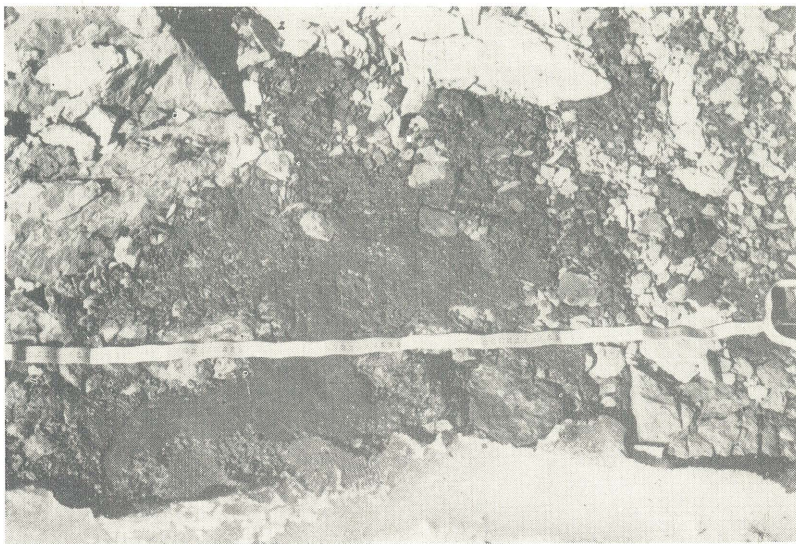


photo de l'auteur, 1960

Photo 30. Même sujet et même heure que pour le photo 29, mais après destruction radicale par piétinement

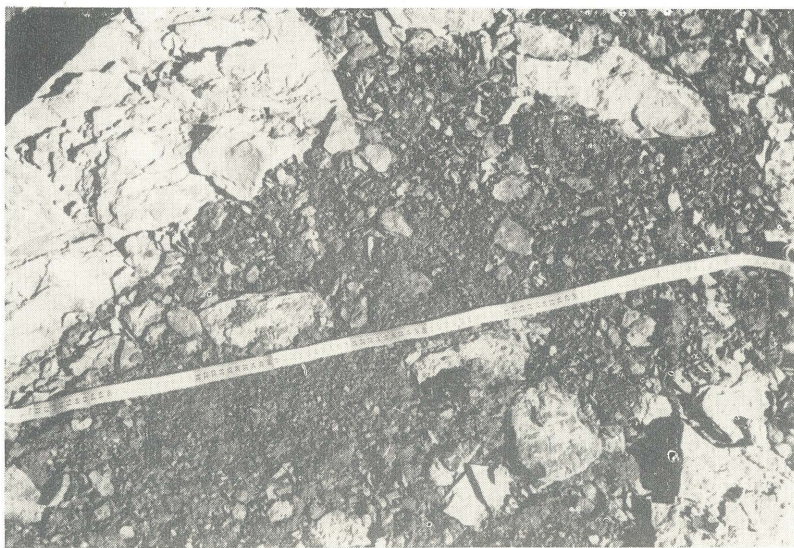


photo de l'auteur, 1960

Photo 31. Même sujet que dans le photo 30, mais 24 jours plus tard. On voit les premiers signes d'une régénération. La neige s'est retirée de l'image