

Institut Royal Colonial Belge

SECTION DES SCIENCES NATURELLES
ET MÉDICALES

Mémoires. — Collection in-4°
Tome III

Koninklijk Belgisch Koloniaal Instituut

AFDEELING DER NATUUR- EN GENEESKUNDIGE
WETENSCHAPPEN

Verhandelingen. — Verzameling in-4°
T. III

LE
CLIMAT ÉCOLOGIQUE

DE LA
DORSALE CONGO-NIL
(Afrique centrale équatoriale)

PAR

H. SCAËTTA

CHEF DE LA MISSION ÉCOLOGIQUE DU KIVU

PRÉFACE DE M. J. JAUMOTTE

DIRECTEUR DE L'INSTITUT ROYAL MÉTÉOROLOGIQUE DE BELGIQUE



BRUXELLES

Librairie Falk fils,

GEORGES VAN CAMPENHOUT, Successeur,

22, Rue des Paroissiens, 22.

1934

H. SCAETTA. **Le Climat écologique de la dorsale Congo-Nil.** Bxl, IRCB, 1934, 335 p., br. 61 diagrammes, 20 planches, 1 carte. (Mém. 2ème Cl., coll. in-4°, t. III).

3549 / dac

Prix neuf : 1590,-

1590,-

Zaire, Sciences naturelles, Géographie, Météorologie

INSTITUT ROYAL COLONIAL BELGE

MÉMOIRES

KONINKLIJK BELGISCH KOLONIAAL INSTITUUT

VERHANDELINGEN

INSTITUT ROYAL COLONIAL BELGE

Section des Sciences Naturelles et Médicales

MÉMOIRES

KONINKLIJK BELGISCH KOLONIAAL INSTITUUT

Afdeeling der Natuur- en Geneeskundige
Wetenschappen

VERHANDELINGEN

In-4° — III — 1934

BRUXELLES

Librairie Falk fils,
GEORGES VAN CAMPENHOUT, Successeur,
22, Rue des Paroissiens, 22.

1934

M. HAYEZ
IMPRIMEUR DE L'ACADÉMIE ROYALE DE BELGIQUE
BRUXELLES — RUE DE LOUVAIN, 112.

LE
CLIMAT ÉCOLOGIQUE
DE LA
DORSALE CONGO-NIL

(Afrique centrale équatoriale)

PAR

H. SCAËTTA

CHEF DE LA MISSION ÉCOLOGIQUE DU KIVU
(AFRIQUE ÉQUATORIALE)

PRÉFACE DE M. J. JAUMOTTE

DIRECTEUR DE L'INSTITUT ROYAL MÉTÉOROLOGIQUE DE BELGIQUE

Mémoire présenté à la séance du 21 avril 1934.

PRÉFACE

Le long du parallèle de 30° se trouve une ceinture d'anticyclones à caractère permanent qui sépare deux zones dont le climat est nettement différent: d'une part, la zone équatoriale, à gradient de pression très faible et, d'autre part, les régions tempérées, où règne le régime des perturbations cycloniques. La différence des climats résulte essentiellement de deux phénomènes :

1° Au voisinage de l'équateur, l'énergie solaire annuelle absorbée par la terre et l'atmosphère est maxima; elle diminue graduellement vers les pôles. Si l'on établit le bilan de cette énergie, on constate qu'elle devrait donner une répartition de température différente de celle qui existe : il fait trop froid au voisinage de l'équateur, trop chaud dans la zone polaire. On en conclut à l'existence d'une circulation générale des masses d'air qui transporte des calories du Sud vers le Nord, le passage s'opérant « en transit » vers la latitude de 30° où se trouve réalisé l'équilibre entre les températures observées et celles qui devraient résulter des échanges par rayonnement. L'anneau d'air équatorial, « des calmes équatoriaux », n'est donc pas fermé sur lui-même : il est sans cesse renouvelé par des masses d'autre origine et il agit comme source chaude dans la machine thermique que constitue l'atmosphère.

2° Près de l'équateur, les mouvements de l'atmosphère sont régis par une loi très simple, les seules forces en jeu étant la pesanteur et le gradient de pression. En gros, l'air se déplace des hautes vers les basses pressions, pour rétablir un équilibre d'ailleurs sans cesse troublé par les conditions thermiques qui résultent du rayonnement, de l'évaporation et de la condensation de la vapeur d'eau. Au point de vue dynamique, les conditions sont tout autres dans les régions tempérées, où la force de Coriolis due à la rotation de la terre intervient pour maintenir des gradients de pression notables.

La latitude de rayonnement maxima se déplace nécessairement au cours de l'année. Corrélativement, le front équatorial qui sépare l'atmo-

sphère australe de l'atmosphère boréale n'est pas immuable : il oscille annuellement autour d'une position moyenne. De cette oscillation résultent les saisons sèches et les saisons humides, phénomène dont le mécanisme est d'ailleurs moins bien connu que celui du front polaire des régions tempérées.

Je disais tout à l'heure que la dynamique des régions équatoriales est assez simple. En réalité, l'existence des océans et des continents et sur ceux-ci la diversité des conditions géographiques, telles que le relief du terrain, l'existence de vastes étendues dénudées et d'immenses forêts, détruisent cette simplicité.

En se plaçant au point de vue strictement météorologique, la région de la dorsale Congo-Nil présente un intérêt tout particulier, à cause de l'orographie qui permet non seulement d'étudier l'influence du relief, mais aussi la circulation générale de l'atmosphère en dehors du marais atmosphérique des couches basses. L'existence d'une station à 4,500 m. d'altitude, au voisinage de l'équateur, est à ce point de vue d'un grand intérêt.

En créant dans la région de la dorsale Congo-Nil un réseau de 28 stations réparties entre les altitudes de 800 m. et 4,500 m., M. Scaëtta avait en vue spécialement l'étude de l'action du climat sur la végétation. Il a réuni, au cours d'un séjour de plus de trois ans dans cette région, une riche documentation climatologique. En la mettant en œuvre pour ses fins spéciales, il ne s'est pas contenté d'une description sèche du climat. Il a tenté d'en expliquer les particularités en recherchant les causes dans les grandes lois qui régissent les phénomènes atmosphériques. Son étude constitue un premier pas dans l'étude raisonnée de la climatologie congolaise. Espérons que le réseau qu'il a établi, au prix de combien d'efforts, ne sera pas une œuvre éphémère. Au point de vue agricole, la région climatiquement si diversifiée est riche de possibilités. Mais cette diversité, très heureuse si elle est judicieusement exploitée, peut conduire à de graves mécomptes si l'on néglige le facteur météorologique. Terminons par un vœu : en dépit de difficultés d'accès, il est souhaitable que la station du Karisimbi, la plus haute du Continent Africain, soit non seulement maintenue, mais dotée de l'outillage complet : d'une station de premier ordre. Tous les météorologistes du monde sont intéressés à une telle réalisation.

Uccle, le 19 avril 1934.

J. JAUMOTTE,

*Directeur de l'Institut royal Météorologique
de Belgique.*

INTRODUCTION

PLAN DES RECHERCHES EN AFRIQUE.

Le but général que nous avons poursuivi a été l'étude du milieu physico-biologique de la dorsale Congo-Nil. L'objectif pratique que nous avait assigné le Ministère belge des Colonies était de produire une somme suffisante de connaissances de nature à servir à la mise en valeur de cette région, par une agriculture organisée au point de vue écologique. Nous voulions, en définitive, parvenir à connaître le pays aussi en détail que possible, afin de pouvoir indiquer les zones les plus appropriées à chaque culture spécialisée de caractère industriel et parallèlement, les contrées les plus favorables à la création d'agglomérations européennes.

Il n'était alors matériellement possible de faire aucune application de la doctrine écologique à l'agriculture, pour la bonne raison que l'agriculture organisée était inexistante. Le pays, en 1927, s'ouvrait à peine aux premières explorations scientifiques (missions cartographiques, missions géologiques, missions botaniques et mission écologique) et les premiers colons arrivés de la métropole commençaient courageusement les premiers essais de plantation de caféiers et subsidiairement de quinquina. On objectera facilement que nos recherches auraient dû précéder l'arrivée des colons. Mais ceux qui savent le nombre d'années de travail qui sont nécessaires pour ces investigations, exigeant la mise en marche de toute une organisation particulière et l'étude systématique d'une documentation variée, comprennent qu'il était impossible d'éviter les erreurs, les pertes et les déceptions des premiers pionniers.

Une agriculture organisée selon la méthode écologique présuppose la connaissance parfaite de la « station » et la connaissance de l'espèce à cultiver.

Notre but était de parvenir à caractériser écologiquement, c'est-à-dire du point de vue physico-biologique, la station.

En Europe, où les études de météorologie et de génétique se poursuivent depuis un siècle au moins, la méthode écologique commence à peine à être appliquée dans quelques pays qui, les premiers, en ont compris l'importance fondamentale. Que pouvions-nous faire dans un immense pays montagneux au cœur du continent, presque inconnu des cartes géographiques de l'Afrique, où l'occupation administrative venait à peine de s'organiser et où l'outillage économique du territoire était entièrement à faire?

Nous avons dû nous transformer en explorateurs et porter notre investigation systématique en même temps sur le climat, le sol et les associations végétales qui paraissent représenter les zones se montrant, à ce triple point de vue, comme particulièrement caractéristiques. Il nous a fallu étudier le tout pour parvenir graduellement et par sélection aux « stations » de nature à intéresser particulièrement l'agriculture. Ce point de vue a été maintenu dans tout notre travail, considérant que pour bien saisir la signification exacte du milieu ambiant, il nous était impossible de disjoindre à aucun moment le climat du sol et le sol de la végétation, qui des deux milieux précédents est le résultat, le bilan. Warming déclare que si l'on étudie l'écologie végétale (qu'elle se réfère à la végétation spontanée ou à la végétation cultivée), on doit d'abord étudier la station, car ses réactions physiques et chimiques sont la base de croissance aussi bien pour chaque plante séparée que pour l'ensemble et les diverses associations végétales. Le caractère d'une station est constitué par les caractéristiques de tous les facteurs actifs qui agissent sur elle. Tel est le point de vue *écologique* qui a présidé à toutes nos recherches et à l'étude de la documentation.

Pour mettre à exécution notre programme, il fallait commencer par organiser un *réseau météorologique*. Nous y sommes parvenu par étapes. D'abord nous avons installé à Tshibinda, à 2,115 mètres d'altitude sur la dorsale congolaise, la station centrale qui devait devenir par la suite le point de ralliement de tout le réseau. Puis, nous avons installé trois autres stations principales: à Kabgaye, au centre du Ruanda; à Lulenga, dans le bassin du lac Édouard et à Katana (Mugeri), sur les rives occidentales du

lac Kivu. Ces postes furent progressivement complétés par un certain nombre de stations secondaires, confiées à des missions religieuses ou à des planteurs, destinées à *compléter* les observations de la station principale par l'étude de certains éléments du climat, manifestement influencés par les particularités du terrain.

En troisième lieu, nous avons donné l'assaut à certaines cimes parmi les plus élevées de la région, installant des pluviomètres totalisateurs Mougin sur le Kahuzi à 3,308 m. d'altitude; sur le Karisimbi à 4,506 m.; sur le Bugoy, au centre de la région des lacs Mokoto, à 2,230 m.; sur le Buzezu (Bisunzu) à 2,523 m. La station du Karisimbi devenait la plus élevée du continent africain et la deuxième du globe (19 février 1930).

La nécessité d'avoir des stations de forte altitude était plus qu'évidente, l'exploration climatologique du territoire devant s'étendre non seulement dans le sens horizontal de l'étendue en surface, mais également dans le sens vertical, sans quoi certains phénomènes météorologiques observés dans les zones plus basses restaient inexplicables. Les faits nous donnèrent raison par la suite. A la date du 3 juin 1930 nous disposions de vingt-huit stations réparties dans tous les sens, dont la plupart fournissaient des observations depuis presque deux ans et dont l'inspection périodique, le remplacement des instruments détériorés, la continuité du personnel observateur, etc., étaient assurés. Si l'on y ajoute les stations pluviométriques installées précédemment par le gouvernement des territoires sous mandat dans le Ruanda et dont nous vérifiâmes en partie le bon fonctionnement, le réseau fournissant des renseignements réguliers se composait au total de quarante stations ⁽¹⁾.

Un pays montagneux offre, sous toutes les latitudes, une multiplicité extraordinaire de climats locaux, dus à l'altimétrie, aux accidents topographiques du terrain et à une foule d'autres causes se rapportant aux circonstances les plus variées. L'observation du relief, rendue particulièrement intéressante par la lutte entre les deux plus grands fleuves du continent se disputant les sources (capture, orientation des vallées) et sur-

⁽¹⁾ Des renseignements complets sur l'organisation du réseau météorologique de la dorsale Congo-Nil se trouvent dans le *Bulletin de la Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe*, 1931, pp. 219, 228, 269-276, qui publia la conférence que nous donnâmes à la Société le 30 mai 1931.

tout l'observation de la répartition de la végétation si variée, offrant des aspects parfois inattendus, nous révélèrent l'existence de « stations » particulières dont nous essayâmes, dans la limite de nos moyens, de fixer les caractéristiques climatiques par l'établissement des stations météorologiques; les caractéristiques pédologiques par l'exploration des sols et la physionomie biologique par l'herborisation.

Après la création du réseau et parfois en même temps, nous procédâmes à la prospection systématique des terrains, réunissant environ 400 échantillons et à l'étude des associations végétales qui paraissaient constituer la formation primitive ou bien représentaient un stade d'une évolution en cours par suite d'interventions extraclimatiques, mais en rapport certain avec l'état également évolutif du sol.

C'est la raison pour laquelle notre herborisation, qui n'avait pas en vue l'exploration botanique, mais simplement l'inventaire sociologique d'un certain nombre de stations, se limita à un peu plus de 2,400 numéros d'herbier.

En 1929, le Gouvernement belge invita le botaniste français Prof^r Henri Humbert, qui revenait de Madagascar et avait acquis une connaissance spéciale de la flore des hautes montagnes tropicales, à visiter le Kivu et nous eûmes la bonne fortune de partager avec lui nos fatigues quotidiennes pendant cinq mois consécutifs. La collaboration et l'amitié fraternelle de ce compagnon éminent nous ont aidé à la réussite de nos recherches dans le domaine de l'écologie et de la phytogéographie botanique et nous lui en exprimons encore notre gratitude. Depuis, M. Humbert n'a cessé de nous assister par la détermination d'une partie des herbiers, par l'échange et la discussion des observations, comme nous aurons l'occasion de le signaler dans un prochain travail.

Après avoir réuni la triple documentation nécessaire dans les limites territoriales qui nous avaient été assignées dans les bassins des quatre lacs : Edouard, Victoria Nyanza, Kivu et Tanganyka, notre mission prenait fin (juin 1927-août 1930).

Le Gouvernement de la Colonie nous accorda ensuite les moyens financiers pour visiter les colonies anglaises limitrophes de l'Uganda, du Tanganyika Territory et du Kenya et assura l'entretien et la continuité organique du réseau qui avait été créé. Aujourd'hui encore, malgré les

graves difficultés que la crise mondiale cause au Congo belge, le Gouvernement a assuré, avec la collaboration des missions religieuses, le fonctionnement des stations principales et des postes de haute altitude.

L'assistance du Ministère des Colonies, l'aide financière du Fonds National de la Recherche Scientifique et la collaboration de certaines institutions, telles que l'Institut météorologique de Belgique; le Laboratoire de Minéralogie et de Géologie de l'Université de Gand; le Musée du Congo belge; le Laboratoire de recherches chimiques et onialogiques de Tervueren; la Station de Chimie agricole de Gembloux; le Jardin botanique de Bruxelles, permirent de soumettre à l'étude les documents rapportés, en les partageant selon la compétence respective des divers instituts scientifiques.

Pour répondre aux exigences de ceux qui montraient une légitime impatience à voir paraître les premiers résultats de nos recherches, nous publiâmes, respectivement en 1932 et en 1933, une note et un mémoire préliminaire, cités dans la bibliographie, qui furent édités par la Section des Sciences Naturelles et Médicales de l'Institut Royal Colonial Belge.

Ces travaux avaient des lacunes qu'il nous était impossible d'éviter. Pendant leur élaboration, le dépouillement et l'étude des documents étaient en cours et même l'étude que nous avons dédiée séparément à un élément particulier du climat, *les précipitations*, ne pouvait pas être sans défauts; en effet, la connaissance de l'influence exercée sur le climat par tous les autres éléments dans l'action desquels les précipitations s'encadrent, faisait défaut. Notre but a été surtout de fournir quelques renseignements préliminaires d'un intérêt utilitaire plus immédiat, laissant la porte ouverte à des rectifications éventuelles, surtout des moyennes de certaines stations qui entre-temps fournissaient de nouvelles séries d'observations.

Nos conclusions concernant les sols et les associations végétales, les caractérisant du point de vue bioclimatique, seront consignées dans un travail qui paraîtra en 1935.

Dans cet exposé nous présentons le climat de la dorsale Congo-Nil tel qu'il nous apparaît de la période d'observations envisagée, période assez courte pour certains facteurs, comme la pluie, la radiation, etc., mais tout de même suffisante pour éclairer de manière certaine les grandes lignes périmétrales du complexe climatique. Au mot « climat » nous

avons ajouté la qualification d'« écologique », voulant préciser que nous l'envisageons non pas comme une entité abstraite, de laquelle, d'autre part, il serait difficile d'établir les bornes frontières, mais le complexe dynamique qui préside aux *échanges* avec le sol et la végétation.

Notre travail se divise en deux sections, une partie analytique et une autre de synthèse écologique. Dans la première, chaque élément du climat est traité séparément, dans les limites, bien entendu, des instruments, du temps et du personnel dont nous avons pu disposer. Chaque fois que l'occasion s'en présentait, nous avons associé au facteur météorologique l'examen des facteurs géographiques quand leur action était manifeste par l'influence exercée sur le premier. Il nous paraissait impossible, par exemple, de parler de la répartition horizontale et verticale des pluies, sans examiner au préalable l'orientation des grandes chaînes de montagnes et la répartition des forêts; de parler de la température, sans tenir compte de la sculpture du relief, de la présence des grandes vallées tectoniques ou des vastes épanchements de lave, etc.; de parler de la radiation sans tenir compte du versant des montagnes, du voisinage des vastes plateaux latéritiques producteurs de poussières ou de l'existence de tourbillons aériens, accumulateurs permanents d'humidité.

Quant à l'étude de la radiation, nous avons essayé de lui donner le plus d'ampleur possible, en rapport avec les moyens de recherche fort primitifs dont nous avons pu disposer, fermement convaincu qu'à partir d'un certain niveau, que nous avons établi au niveau des précipitations maxima, la radiation directe joue un *rôle dominant* dans la répartition de la végétation et dans la différenciation de ses formes d'adaptation. Naturellement, nos observations et nos études n'apportent qu'une toute petite contribution à la foule de problèmes du domaine de la physiomorphologie botanique et de la paléophytogéographie que cette question soulève, mais elles indiquent la trace à suivre pour des recherches ultérieures avec un outillage et des moyens autrement productifs.

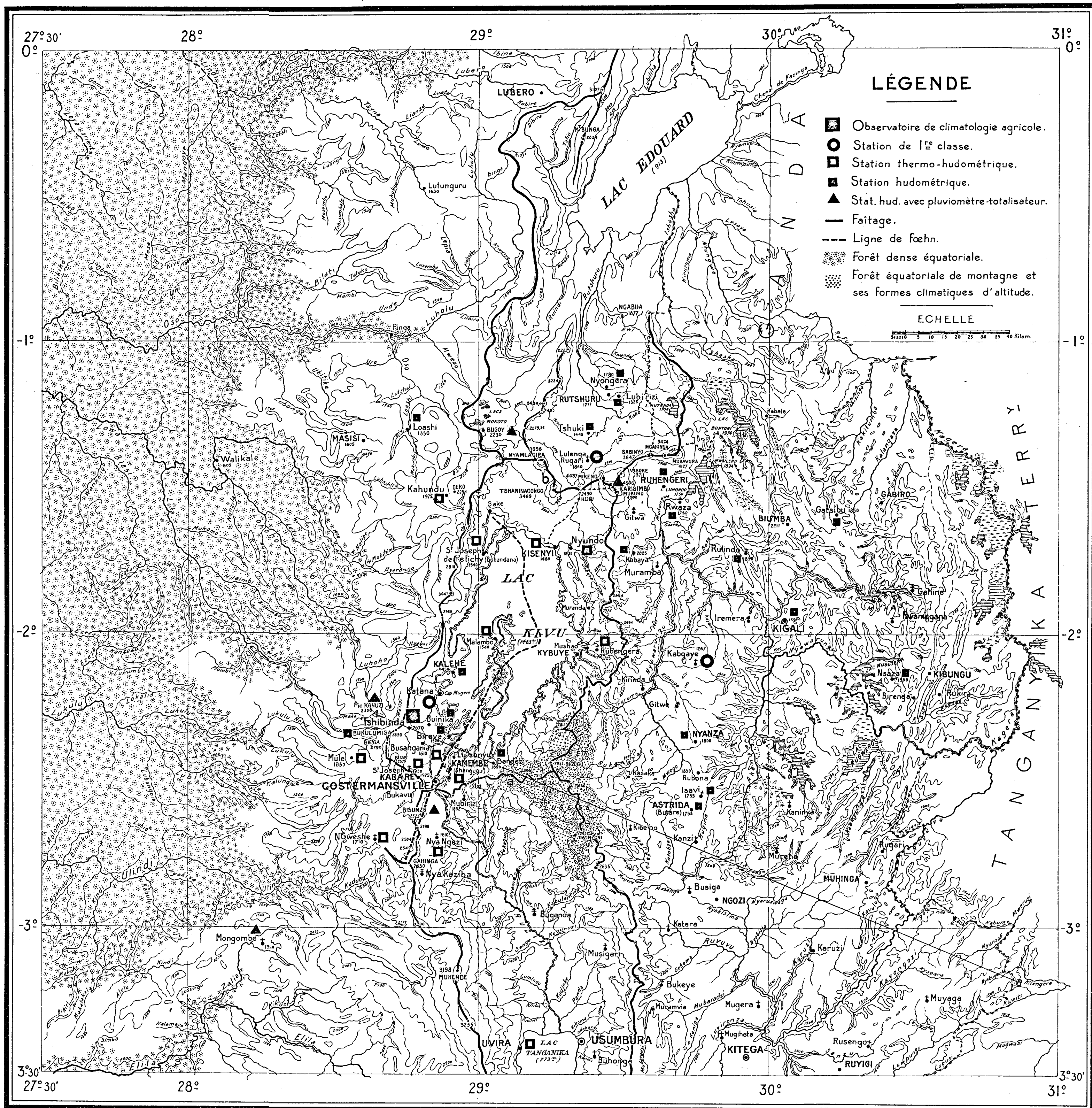
Dans la deuxième partie nous essayons de représenter l'*action collective* des facteurs du climat montrant leurs effets sur la physionomie écologique des différents territoires. Nous avons cherché à attribuer à l'un ou à l'autre facteur la part de causalité qui nous paraît lui revenir dans la détermination des climats, voulant, pour autant qu'il est possible

dans l'état de nos connaissances actuelles, remonter aux *causes primordiales* des grands phénomènes bioclimatiques. Nous n'avons pas voulu nous attarder aux effets plus facilement perceptibles aux sens et nous enliser dans le dédale dangereux des *aspects* multiples que des phénomènes secondaires produisent, faisant souvent perdre de vue la source première.

L'avenir dira si notre dessein, peut-être téméraire, réussira ou non. Nous reconnaissons à priori que notre travail n'est pas exempt de défauts et de lacunes. Sans aucun doute les recherches qui pourront être entreprises dans quelques années pourront modifier quelques données, rectifier des interprétations attribuées à certains phénomènes. Hélas! nous ne sommes que les ouvriers et combien éphémères, de la pyramide que l'Humanité bâtit pour tendre à la vérité scientifique et nous estimons que, même dans le domaine de la Science, l'avenir doit être servi avec courage.

Nous désirons associer dans ces pages le souvenir de ceux qui ont aidé, par leur assistance scientifique, par leurs conseils ou par leurs apports de documents, à la rédaction de ce travail : M. le D^r C.-E. Brazier, directeur de l'Observatoire météorologique du Parc Saint-Maur (Paris); M. le D^r N. Boutakoff, géologue chargé de mission au Kivu; M. le Prof^r E. De Wildeman, membre de l'Académie royale de Belgique; M. G. Gasthuys, chef du Bureau météorologique du Ministère des Colonies; M. J. Jaumotte, directeur de l'Institut royal météorologique de Belgique; M. le Prof^r E. Lagrange, président honoraire de la Société belge d'Astronomie, de Météorologie et de Physique du Globe; M. le Prof^r E. Marchal, président du Comité nommé par le Fonds National de la Recherche Scientifique pour s'occuper des matériaux de la mission Scaëtta et membre de l'Académie royale de Belgique; M. l'ingénieur J. Maury, directeur du Service cartographique du Ministère des Colonies; M. le D^r P. Staner, maître de Conférences de botanique à l'Université de Louvain. A tous, notre gratitude.

CARTE DE LA RÉGION DORSALE CONGO-NIL DE L'ÉQUATEUR AU PARALLÈLE 3°30' SUD.





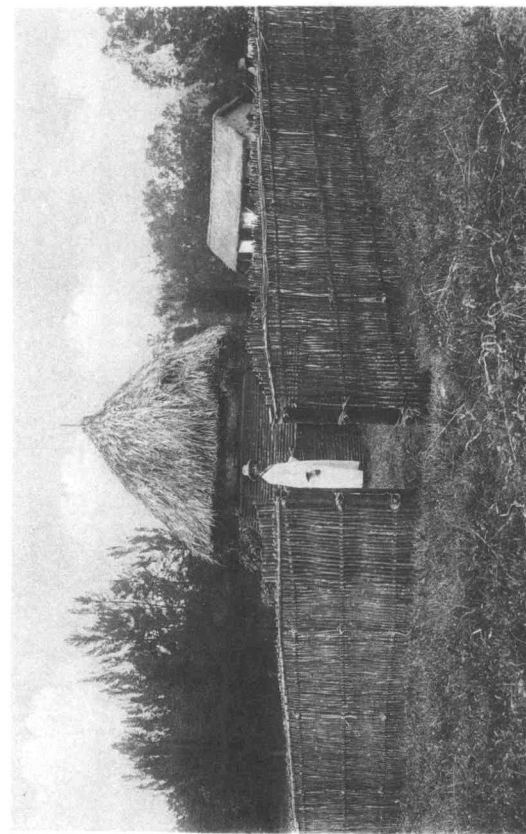
1 - Premières installations de la station centrale de météorologie agricole de Tshibinda (2115 m. alt.) - 7 novembre 1927.



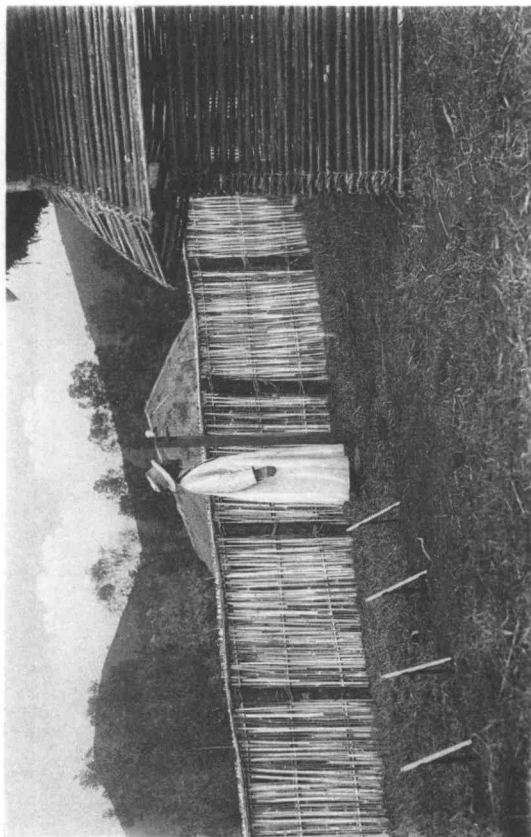
2 - L'abri principal de la station de Tshibinda dans sa systémation définitive en 1930.
Photo E. Regnier



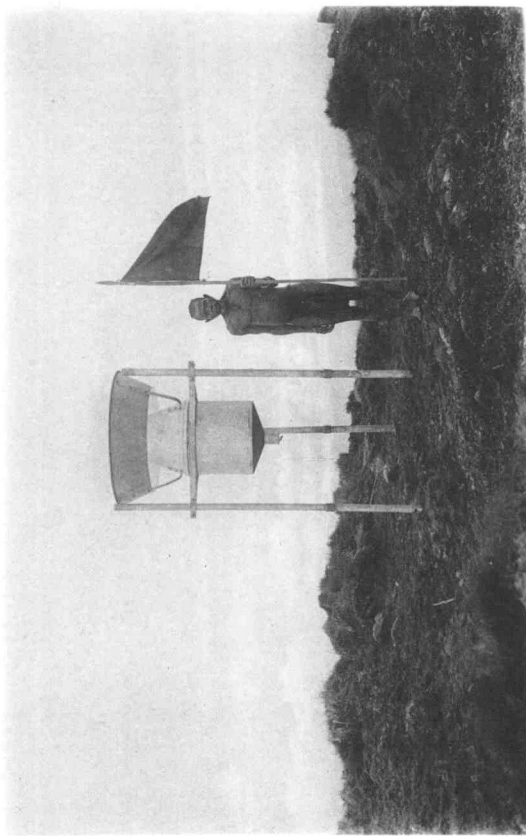
3 - Installation provisoire du cinéanémographe Richard à la station de Tshibinda (1927 - 1930).



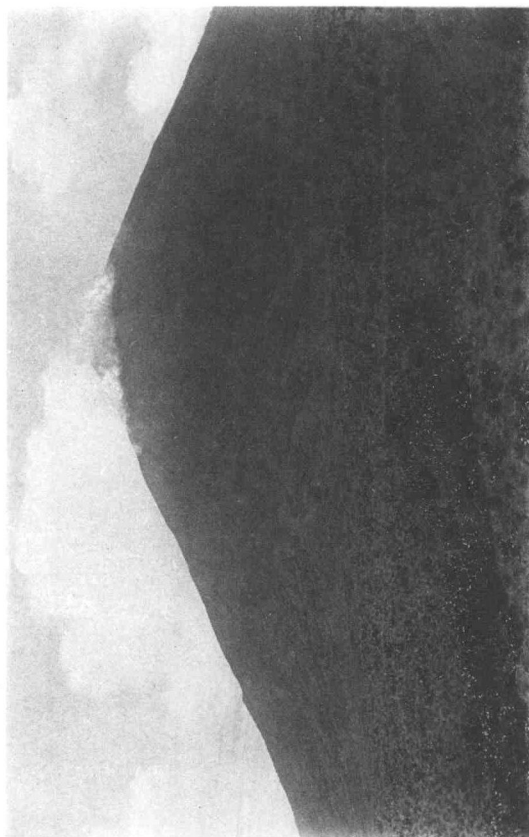
4 - La station principale de Lulenga (Rugari) à 1800 m. d'alt. dans le bassin du lac Edouard.



5 - La station de Lulenga, emplacement des géothermomètres et du lucimètre de Bellani.
(mission catholique des P. P. Blancs d'Algérie).



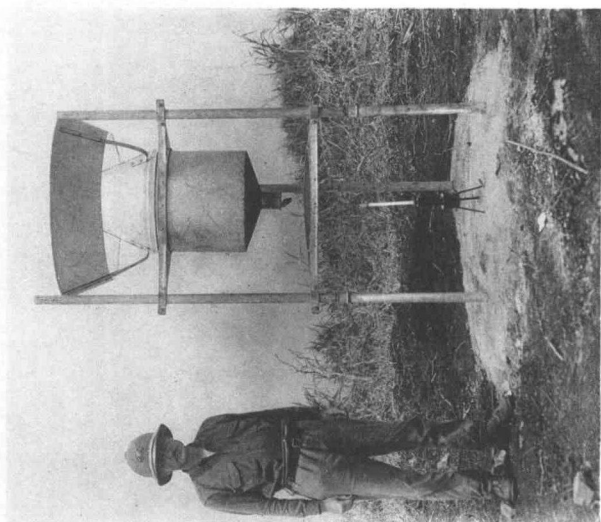
6 - Pluviomètre totalisateur du sommet du Kahuzi (3308 m. alt.).
Kasula, roi des Pygmées de la dorsale congolaise - 13 novembre 1929.



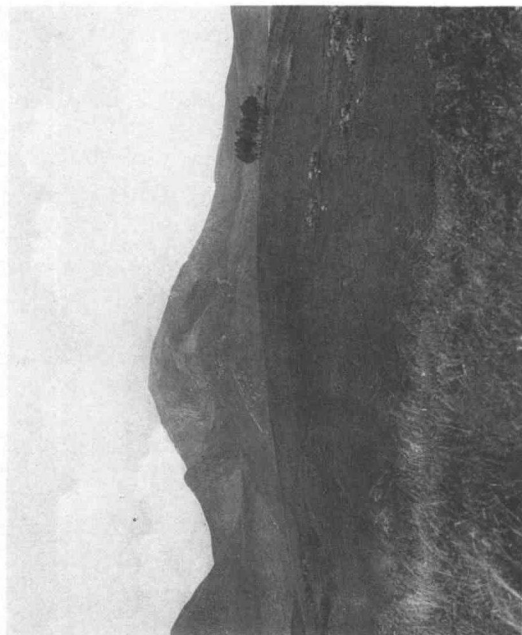
7 - Le cône terminal du Karisimbi, (volcans Mufumbiru du P. N. A.), de 4506 m. d'alt.
sur le sommet duquel est établie la station pluviométrique la plus élevée de l'Afrique.
19 février 1930. - (Photo prise de la selle Mukuru à 4000 m. d'alt.)



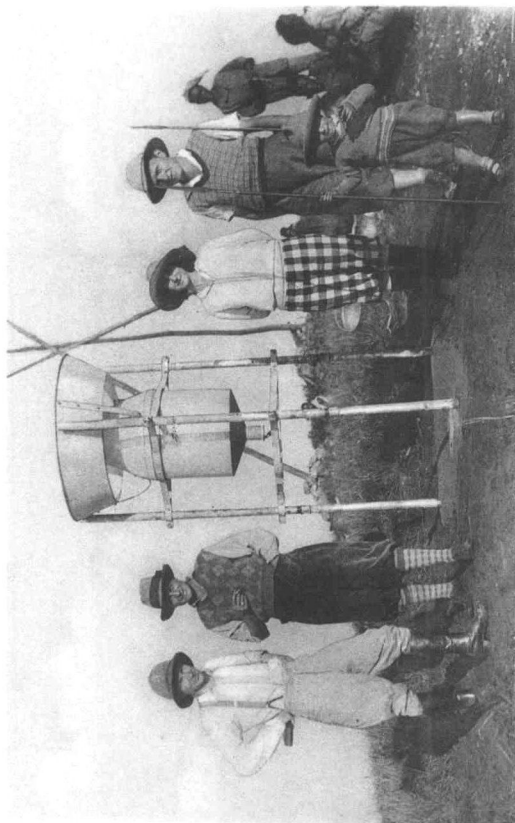
8 - Le pluviomètre totalisateur de la cime du Karisimbi (4506 m. alt.) - 19 février 1930.



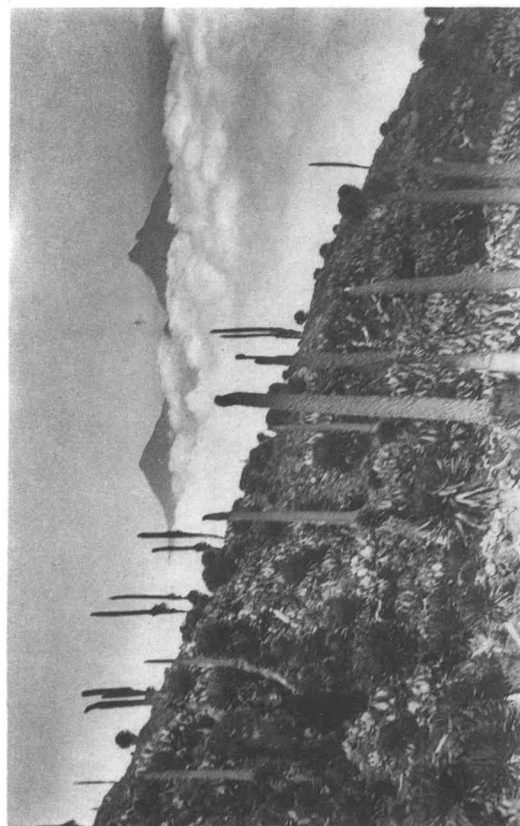
9 - Le pluviomètre totalisateur du mont Bugoy (lacs Mokoto)
à 2230 m. alt. - 18 mars 1930.



10 - Le mont Bisunzu (Buzuzu) à Sud de Costermansville sur le sommet duquel,
à 2523 m. d'alt. a été placé un pluviomètre totalisateur.



11 - Le pluviomètre totalisateur installé sur la cime du Bisunzu à 2523 m. d'alt.
3 juin 1930.



12 - (Chap. II). - Le plafond nuageux vu du sommet du Muhavura (versant de N. E.)
à 4127 m. d'alt., le 9 juin 1929 peu après le lever du soleil. Les pics qui émergent des
nuages sont : le Karisimbi (à gauche) de 4506 m. d'alt. et le Mikenô de 4437 m.

LE CLIMAT ÉCOLOGIQUE DE LA DORSALE CONGO-NIL

CHAPITRE PREMIER

LA RADIATION SOLAIRE

Le lucimètre de Bellani; valeur de proportionnalité de ses indications; rayonnement nocturne négatif.

Classification de la radiation; la constante solaire et le spectre solaire extra-terrestre; la radiation solaire incidente; absorption de la radiation solaire; réflexion des radiations solaires; diffusion de la radiation solaire; facteur d'obscurcissement de Linke; répartition de la radiation totale avec la latitude; comportement des radiations des différents secteurs du spectre; action du foehn et rôle des poussières; action spécifique des nuages; radiation ultra-violette; rayonnement de l'atmosphère et de la terre; climat de radiation et climat de rayonnement; conclusions générales.

La radiation à Tshibinda; périodicité diurne de la radiation globale à Tshibinda; la radiation à Lulenga (Rugari); la marche diurne de la radiation à Lulenga; jours de radiation nulle ou déficitaire à Lulenga.

LA RADIATION SOLAIRE. — Pour la mesure de cet élément du climat nous avons adopté le *lucimètre de Bellani*, connu des auteurs français sous le nom d'« Actinomètre totalisateur à distillation » de Bellani.

Sa simplicité, son prix modique et la possibilité de le confier à tout observateur soigneux, même sans connaissances spéciales, nous ont déterminé à donner la préférence à cet instrument, sachant bien les conditions rudimentaires des installations sur lesquelles nous aurions pu

compter et la difficulté de l'organisation du service dans une région aussi primitive que celle dans laquelle nous devons opérer.

L'appareil fut installé à Tshibinda, dans le petit dôme volcanique sur lequel trouvèrent leur place la plupart des instruments de l'observatoire: on lui donna une exposition Sud-Est, entièrement dégagée d'obstacles, afin d'embrasser la plus grande partie de l'horizon du côté Nord, Est et Sud.

On l'installa sur un support rigide en bois, bien vertical, haut de 2 mètres au-dessus du sol, planté solidement dans le terrain, de façon à éviter les trépidations qui pouvaient en altérer le fonctionnement en poussant l'alcool directement, sans distillation, de la sphère dans le tube mesureur. Au collet, c'est-à-dire à la base de la boule surmontant le tube mesureur, on avait appliqué un anneau en caoutchouc pour l'isoler du support et en assurer une meilleure stabilité.

Le type adopté est du dernier modèle, à double sphère concentrique de verre blanc protégeant la sphère colorée en bleu et portant une boule au terminus du tube mesureur, ainsi que le montre la figure ci-contre.

L'instrument avait été vérifié à l'Institut météorologique d'Uccle (Bruxelles), afin d'assurer la comparabilité de ses données. Nous savions parfaitement bien qu'un actinomètre mal vidé nous aurait donné des résultats faux. L'instrument était maintenu constamment propre; après chaque pluie on avait soin de le nettoyer, afin d'éliminer les taches de poussière que les gouttes de pluie desséchées y déposaient.

La lecture était faite trois fois par jour, à 8, à 14 et à 18 heures, selon l'horaire établi pour le réseau entier. Le soir, après la troisième lecture, on pratiquait régulièrement le renversement de l'instrument et l'alcool liquide accumulé dans le tube enregistreur pendant la journée était ramené au niveau du zéro de la graduation.

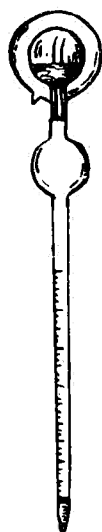
Sans cette opération, une distillation inverse du tube mesureur à la sphère aurait été à craindre pendant la nuit, à cause du rayonnement.

Cet ensemble de précautions nous fait présumer que les observations obtenues et que nous allons exposer, ont une certaine valeur.

Un deuxième lucimètre a été installé à Lulenga (Rugari), station *sous le vent* du volcan éteint Mikeno, à une altitude de 1,800 m., exposée, au Nord et à l'Ouest, aux influences de la plaine de laves comblant une partie des alluvions de la Rutshuru dans le bassin du lac Édouard. Les

mêmes précautions décrites pour Tshibinda furent recommandées aux observateurs de cette station et l'inspection périodique devait en assurer l'observance, pour autant qu'il en était possible.

Certains auteurs reprochent au lucimètre de Bellani de ne donner que des résultats approximatifs. Ce n'est pas un instrument comparable aux derniers pyréliomètres à enregistrement électrique : pour cette raison



Le lucimètre
de Bellani.

nous n'attribuons aux données obtenues qu'une valeur de relativité et nous renonçons à transformer les centimètres cubes distillés du Bellani en calories-grammes selon le coefficient proposé par Raymond, par Millas et par Theye, à la suite de leurs expériences d'Antibes et de La Havane ⁽¹⁾.

Néanmoins, pour les buts de notre étude, les données du Bellani exprimées en centimètres cubes distillés gardent toute leur valeur et seront comparables à l'avenir avec les résultats fournis par d'autres lucimètres dont le fonctionnement exact aurait été assuré.

Le Bellani, convenablement purgé d'air ⁽²⁾, reste un excellent instrument de mesure et ses résultats, faisant la part voulue aux causes externes de perturbation, telles que la convection (refroidissement par l'air des surfaces absorbantes), le vent, etc., restent tout de même *proportionnels*.

Nous pouvons confirmer un phénomène qu'Henry relate, au sujet de l'existence d'un rayonnement nocturne positif. Nous avons constaté, plus d'une fois, que pendant la nuit le lucimètre avait distillé une certaine quantité d'alcool, allant d'une fraction de centimètre cube jusqu'à deux et une fois près de trois centimètres cubes. Ce rayonnement dirigé du ciel vers la

⁽¹⁾ Ces expériences ont prouvé que pendant que l'étalon de Montsouris distille 1 cm³ d'alcool, une surface de 1 cm² normale au rayonnement solaire reçoit 23 calories-grammes.

A. Henry a essayé alors d'appliquer ce coefficient aux données du Bellani en déduisant le rapport entre la quantité de chaleur reçue par cet appareil pendant qu'il distille 1 cm³ d'alcool et la quantité de chaleur réellement absorbée par la distillation de ce centimètre cube d'alcool.

⁽²⁾ Il faut que la pression de l'air résiduaire à l'intérieur du tube mesureur et de la sphère colorée ne dépasse par un dixième d'atmosphère de pression, pour que la distillation de l'alcool ne soit pas troublée.

terre peut atteindre souvent, selon A. Henry, une valeur de même ordre que le rayonnement négatif. Le même auteur prétend que ces inversions « ne sont nullement exceptionnelles; elles se produisent plusieurs fois dans une même nuit, par tous les temps, même par ciel clair. Si le ciel est couvert, le rayonnement est généralement peu variable ».

Nous avons constaté que l'inversion se produit lorsque l'écran nuageux se forme très rapidement (l'horizon entier se couvre dans l'espace de quelques minutes), s'il se maintient bas et garde une structure de strato-cumulus.

R. Strutz confirme et précise les constatations d'Henry en nous disant que « dans la pratique un actinomètre exposé au dehors ne peut distiller à l'obscurité, car l'air est suffisamment brassé pour qu'il ne puisse exister une notable différence de température entre la partie supérieure et la partie inférieure de l'appareil; néanmoins, cet instrument est extrêmement sensible aux différences de température. Pour cette raison, on doit envisager une distillation non négligeable dans le cas de rapides variations de température ». C'est précisément ce que nous avons observé parfois à Tshibinda.

CLASSIFICATION DE LA RADIATION. — Pour faciliter une compréhension plus exacte des résultats obtenus dans les deux stations auprès desquelles on a poursuivi des observations pyrhéliométriques et pour l'interprétation de types climatiques des divers étages altimétriques que nous serons amené à discuter dans la partie bioclimatique de notre exposé, nous estimons nécessaire de résumer ici les notions principales et plus modernes se rapportant à la radiation.

Nous nous efforcerons de le faire dans la forme la plus claire et la plus synthétique possible, en limitant l'énonciation aux éléments admis définitivement ou reconnus comme très vraisemblables par la plupart des auteurs et dont la connaissance nous paraît nécessaire pour l'interprétation des phénomènes que nous aurons l'occasion d'exposer. Si des données numériques ou des faits particuliers peuvent ajouter à la clarté de notre discours, ils seront reportés en note à la fin de la page. Pour la connaissance détaillée des divers arguments, nous renvoyons à la littérature sur la question ceux qui estimeraient devoir les approfondir.

Le lucimètre de Bellani est totalisateur, c'est-à-dire qu'il mesure l'ensemble des radiations qui lui parviennent (la « radiation effective » d'Angström). Aucune distinction n'est faite par cet instrument entre la radiation solaire directe, la radiation diffuse et la radiation réfléchie, de manière que dans la reproduction des moyennes des observations nous maintiendrons le centimètre cube distillé comme unité de mesure, renonçant à la transformation en gramme-calories. Ceci n'enlève pas aux indications du Bellani la valeur de *proportionnalité* ou de *relativité* que nous leur attribuons.

Les trois radiations (directe, diffuse et réfléchie) varient « quantitativement et qualitativement » avec la latitude et avec l'altitude dans des proportions plus ou moins bien connues.

LA CONSTANTE SOLAIRE ET LE SPECTRE SOLAIRE EXTRA-TERRESTRE.

— La quantité de chaleur moyenne rayonnée par minute sur 1 cm. carré d'une surface, perpendiculaire à la direction du rayonnement à la limite supérieure de l'atmosphère, est égale à une valeur moyenne de 1,940 gr.-calories $\left(\frac{\text{gr. cal.}}{\text{cm}^2 \text{ min.}}\right)$. Cette valeur oscille inversement au carré de la distance moyenne entre la terre et le soleil; en d'autres termes, elle est proportionnelle au carré du diamètre apparent du soleil.

La formule de Planck, acceptée par Abbot et ses collaborateurs, attribue au soleil une température de 5,725° absolus. Par rapport aux autres radiations du spectre, dans le secteur ultra-violet le soleil rayonne beaucoup plus faiblement. Aux environs de 290 $\mu\mu$, le spectre solaire cesse brusquement par l'effet absorbant de l'oxygène et de la couche d'ozone de la stratosphère (40-50 km. d'altitude).

LA RADIATION SOLAIRE INCIDENTE. — La température moyenne véritable de la terre est calculée à 288° absolus, ce qui correspond à 15°C. L'atmosphère terrestre élève cette température moyenne de la surface d'environ 50° absolus (3° C.). La radiation solaire directe n'a pas un effet prépondérant sur les variations de température à la surface de la terre, réglées en grande partie par le régime thermo-dynamique de l'atmosphère et du rayonnement de la terre.

ABSORPTION DE LA RADIATION SOLAIRE. — La radiation est absorbée, réfléchie (par certains nuages), déviée par les nuages et par des particules suspendues dans l'atmosphère, diffusée par les molécules gazeuses et les particules en suspension.

La vapeur d'eau, l'acide carbonique et l'ozone sont les agents d'absorption. Nous négligerons l'acide carbonique, parce que son effet est tout à fait secondaire et ne concerne que la radiation de très grande longueur d'onde, près de la limite du spectre et l'ozone, parce que son action ne concerne que les radiations de très courte longueur d'onde.

Des gaz atmosphériques, la *vapeur d'eau* est le plus actif, aussi bien par sa masse totale que par sa distribution et son absorption s'exerce surtout dans le secteur *infra-rouge* du spectre (entre 0,9 et 3 μ). Le total absorbé de l'infra-rouge peut atteindre 10 % de la totalité de cette radiation.

Il s'ensuit que l'absorption est réglée principalement par la teneur en humidité absolue des couches inférieures de l'atmosphère.

RÉFLEXION DES RADIATIONS SOLAIRES. — D'après les auteurs américains, les nuages peuvent refléter jusqu'à 78 % de l'énergie radiante directe. On considère que 22 % de cette radiation sont employés en partie par l'échauffement des nuages et en partie pour leur évaporation. Les *poussières* en suspension ajoutent une action de réflexion. On suppose que pour l'ensemble des réflexions, l'affaiblissement de la radiation est en proportion inverse au carré de la longueur d'onde; par conséquent, les radiations courtes sont celles qui passent en moindre quantité. Il s'ensuit que le *degré de nébulosité*, la *qualité et la densité du plafond* acquièrent une grande importance dans l'extinction par réflexion de la radiation directe.

DIFFUSION DE LA RADIATION SOLAIRE. — Comme nous l'avons dit précédemment, toutes les particules de l'atmosphère, dont le diamètre est plus petit que la longueur d'onde de la radiation, diffusent les rayons solaires. Ces particules sont les molécules gazeuses et leurs complexes, les noyaux de condensation et les autres particules de diverse nature disséminés dans l'atmosphère (molécules d'ammoniaque, d'acide sulfurique, de composés d'azote, etc.).

Le *coefficient de diffusion* est inversement proportionnel à la quatrième puissance de la longueur d'onde (loi de Reyleigh). Les molécules, mises en état de vibration par la diffusion, propagent l'énergie dans toutes les directions, de manière qu'une clarté générale du ciel est produite dont bénéficient les portions du ciel qui ne sont pas atteintes par la radiation solaire directe.

Si la vapeur d'eau s'attache à des noyaux en suspension et les fait ainsi augmenter de volume (noyaux de condensation), *l'affaiblissement de la radiation solaire directe augmente très rapidement*, jusqu'à une limite ⁽¹⁾ au delà de laquelle la réflexion commence également. Ceci est le moment de l'apparition des nuages.

Entre les éléments nuageux et les impuretés, il n'y a qu'une différence qualitative de concentration. Ils passent les uns dans les autres en relation avec l'humidité relative de l'atmosphère (H. Köler).

Le nombre de noyaux de condensation décroît avec l'altitude jusqu'à une hauteur limite de quelques milliers de mètres (mesures de Wigand).

Si leur action diffusive est secondaire par rapport à celle des molécules gazeuses, leur action d'absorption, à cause du diamètre plus grand, est importante.

FACTEUR D'OBSCURCISSEMENT DE LINKE (Trübungsfaktor). — Est appelée ainsi par Fr. Linke la relation entre la somme des coefficients d'extinction appartenant à toutes les causes multiples et le coefficient de diffusion de Reyleigh.

Des facteurs d'extinction, les molécules des gaz permanents représentent une constante, tandis que l'action d'extinction des noyaux, des impuretés, ainsi que l'absorption par la vapeur d'eau *varient très fort en rapport avec les conditions météorologiques*. Dans un air saturé de vapeur d'eau et envahi de poussières, les noyaux de condensation et les poussières pourront jouer un rôle prépondérant.

Le facteur d'obscurcissement présente un maximum dans l'après-midi. Les poussières descendues pendant la nuit dans les couches plus basses de l'atmosphère, remontent pendant la journée dans les couches

⁽¹⁾ Cette limite a été reconnue proche d'un diamètre de 10 cm.

supérieures, par effet de la convection. L'évaporation très active des heures antiméridiennes et l'effet de refroidissement dynamique qui rend plus humides les masses d'air en circulation dans l'après-midi font augmenter de volume les noyaux de condensation. Le facteur d'obscurcissement s'accroît alors dans des proportions importantes. Des variations, *dépendant de la situation orographique*, sont possibles entre les diverses localités, par le dépôt d'impuretés au-dessus des vallées, etc. ⁽¹⁾.

RÉPARTITION DE LA RADIATION TOTALE AVEC LA LATITUDE. — Cette répartition n'est qu'un calcul théorique qui fait abstraction de l'action des éléments météorologiques et du degré variable de transparence et de densité de l'atmosphère. Nous reproduisons le tableau suivant, donnant une idée exacte de la répartition proportionnelle de l'énergie radiante pour tous les mois de l'année et pour les principales latitudes, ayant présupposé un facteur d'obscurcissement égal à 2,25.

D'après les observations de M. Robitzsch, à Lindenberg, la somme entière de radiation (radiation directe + radiation diffuse de l'atmosphère)

⁽¹⁾ Fr. Linke donne un tableau de la valeur moyenne des facteurs d'obscurcissement (T) dans diverses localités de la Terre, que nous estimons utile de reproduire, car il montre la progression du facteur dans les latitudes intertropicales.

ENDROIT.	T.	ENDROIT.	T.
Hauts plateaux boliviens, 3600 m. (hiver)	1,36	Agra, près de Lugano, 565 m. (hiver) .	1,53
Andes d'Argentine, 2700 m. (hiver) . .	1,46	Id. (été) . .	2,78
Pampas d'Argentine (hiver)	1,52	Allgäu, 1150 m. (hiver)	1,72
Océan Atlantique. — Alizé Nord-Est (été) .	2,14	Id. (été)	2,42
Id. Alizé Sud-Est (hiver)	2,17	Potsdam, Telegraphenberg (hiver) . .	1,99
Id. 45° Nord (hiver) . .	2,56	Id. (été)	2,72
Id. 40° Sud (hiver) . .	2,22	Frankfurt a. M. (hiver)	3,08
Id. Zone équatoriale . .	2,91	Id. (été)	3,79
Iles du Cap Vert (poussière du Sahara) .	4,22	Nyborg (Norvège) par 70° Nord (juin) .	1,70
Freiburg i. Schwarzwald (année) . . .	2,42	Observatoire du Taunus, 800 m. (hiver) .	1,40
Davos, 1560 m. (hiver)	1,64	Id. (été)	2,66
Id. (été)	1,78	Kolberg (hiver)	2,18
Arosa, 1860 m. (hiver)	1,34	Id. (été)	2,94
Agra, près de Lugano, 565 m.	1,80		

Somme journalière de la radiation solaire sur une surface perpendiculaire à la direction du rayonnement pour un degré moyen d'obscurcissement de 2,25 et un ciel serein, en calories par mètre carré et par minute.

Latitude géographique.	Janv. 16	Fév. 14	Mars 16	Avril 15	Mai 16	Juin 15	Juillet 16	Août 16	Sept. 15	Oct. 16	Nov. 15	Déc. 16	Année
0°N	874	875	875	842	825	812	815	830	854	869	875	872	851
20°	729	805	793	870	912	977	910	868	848	820	768	718	835
40°	520	642	773	871	961	999	975	908	810	679	563	483	765
50°	375	525	712	882	983	1050	1018	932	766	599	414	295	713
60°	163	354	578	831	1017	1090	1050	900	698	439	220	100	620
70°	—	107	475	810	1264	1300	1204	931	605	225	—	—	580
80°	—	—	224	765	1310	1470	1410	1059	448	—	—	—	557

reçue à la latitude de la station est proportionnelle à une moyenne annuelle de 58 % de la radiation reçue à l'extérieur de l'atmosphère pour une journée sereine; seulement de 30 % en décembre et de 73 % en juillet, supposant toujours un ciel parfaitement serein. Beaucoup de mesures ont été faites dans plusieurs autres stations, mais elles ont surtout une signification climatologique locale et nous renvoyons à la littérature ⁽¹⁾.

COMPOTEMENT DES RADIATIONS DES DIFFÉRENTS SECTEURS DU SPECTRE. — La *radiation lumineuse* varie pour une même latitude selon

⁽¹⁾ D'après les mesures faites par Dorno à Davos, de l'énergie que le soleil envoie par radiation à la limite supérieure de l'atmosphère, il n'en arrive que 75 % en moyenne jusqu'à 1,800 mètres d'altitude et 50 % au niveau de la mer, en supposant un ciel serein. Si l'on tient compte de la nébulosité, cette proportion oscille entre 52 % et 24 %. En moyenne le niveau de la mer ne reçoit par radiation directe qu'à peine la moitié de l'énergie radiante parvenant à 1,800 mètres d'altitude.

La valeur élevée des villes est attribuée aux émanations des usines industrielles. Il est certain que le facteur d'obscurcissement atteint des valeurs très importantes au-dessus de la portion continentale de la bande équatoriale.

la hauteur du soleil à l'horizon. Dorno a trouvé pour Davos les valeurs moyennes que nous reproduisons dans le tableau suivant :

**Radiation lumineuse solaire au-dessus d'une surface horizontale à Davos,
en bougies de Hefner.**

(Flächenhelligkeit der Sonne in Davos in Meter, Hefnerkerzen.)

Hauteur du soleil sur l'horizon . . .	10°	20°	30°	40°	50°	60°	
Radiation lumineuse solaire	3.41	4.92	6.02	6.52	6.76	6.86	10.9

Cette radiation est profondément affectée par le degré d'impureté de l'atmosphère. Pendant les grandes périodes d'obscurcissement atmosphérique de 1912 et 1918, Dorno a trouvé qu'elle pouvait être réduite de 50 %. Pour une atmosphère pure et un ciel serein, cette radiation est la plus constante. Elle est naturellement plus régulière pour les régions basses. Ces dernières sont parfois compensées par une prépondérance de la radiation lumineuse diffuse, qui reste tout de même soumise aux changements météorologiques ⁽¹⁾.

Par contre, les observations faites dans le secteur du spectre à ondes longues, radiations rouges et infra-rouges; dans le secteur à ondes courtes, radiations vertes, bleues, violettes et dans la partie à ondes longues de l'ultra-violet, montrent que les différences sont remarquables entre les saisons et au cours de la marche journalière.

⁽¹⁾ Les mesures suivantes faites à Ténériffe pour des hauteurs diverses du soleil prouvent l'augmentation de la radiation directe avec l'altitude.

Hauteur du soleil sur l'horizon :

10° : 1 pour 350 m. alt.; 1.34 pour 2,225 m. alt.; 1.50 pour 3,683 m. alt.
 30° : 1 pour 350 m. alt.; 1.18 pour 2,225 m. alt.; 1.25 pour 3,683 m. alt.
 80° : 1 pour 350 m. alt.; 1.11 pour 2,225 m. alt.; 1.17 pour 3,683 m. alt.

Dans la couche d'air entre Mount Weather (530 m. alt.) et l'endroit éloigné de 2 kilomètres dénommé Trapp, situé 305 mètres plus bas, on a constaté à une hauteur de 40° et de 23°, une perte de radiation de 4 % à 40° et de 6 % à 23°.

A une différence d'altitude de 1,590 mètres entre Santa-Fé (2,130 m.) et le proche lac Peak, au Nouveau-Mexique, la perte de radiation était de 2 ½ à 4 %. Entre Davos (1,600 m.) et la Schatz Alpe (1,870 m.) il y a une différence de radiation de 1 à 3 % variant d'après la hauteur solaire et les circonstances atmosphériques.

D'après Mörkofer, en Suisse, l'intensité du rayonnement solaire augmente en moyenne de 2 à 4 % pour 100 mètres de différence d'altitude; au-dessus de 1,600 mètres cette augmentation est d'environ 1 %.

La radiation rouge a d'habitude un maximum distinct dans la saison qui présente un minimum d'humidité absolue de l'air comparativement à la déclinaison solaire (en hiver pour l'Europe). Linke a constaté, pendant un voyage en Argentine, que le pourcentage de rouge par rapport à la radiation totale diminuait de 0,2 % par chaque augmentation de 1 mm. dans la tension de la vapeur d'eau.

La radiation solaire à ondes courtes ne montre qu'une dépendance négligeable de la tension de vapeur d'eau, mais, par contre, *une dépendance très forte de l'obscurcissement sec* de l'atmosphère. On trouve que la perméabilité plus grande de l'air pour ces radiations se vérifie dans les saisons présentant un minimum d'humidité absolue et un minimum de poussières, ainsi que pendant les heures matinales ⁽¹⁾.

C'est la raison pour laquelle les bandes à ondes courtes du spectre offrent les plus fortes variations annuelles et journalières, tandis que la radiation rouge est proportionnellement plus constante. On peut conclure que la radiation rouge s'accompagne à l'absorption par la vapeur d'eau et la radiation à ondes courtes avec la diffusion par les particelles infiniment petites ⁽²⁾.

ACTION DU FÆHN ET RÔLE DES POUSSIÈRES. — Le fœhn, vent descendant, dont l'effet météorologique général est d'augmenter la température et de favoriser la dissolution des nuages, *accroît la radiation à ondes courtes pendant que la radiation à ondes longues diminue*. Süring a trouvé à Agra (Lugano) une prépondérance relative des radiations à ondes courtes au commencement de la période de fœhn et une prépondérance de radiations à ondes longues à la fin de cette période.

Les *poussières* ont un effet général d'extinction des radiations à

⁽¹⁾ Selon Mörkofer, en Suisse, pour des hauteurs moyennes de soleil, le rayonnement ultra-violet estival est deux fois plus intense à la montagne (1,600-1,800 m.) que dans la plaine. L'augmentation du rayonnement ultra-violet pour 100 mètres de différence de niveau est, en été, de 5 à 10 %; en hiver, de 10 à 20 %; au-dessus de 1,600 mètres cette augmentation peut être estimée de 4 à 8 % par 100 mètres.

⁽²⁾ De manière régulière l'amplitude de l'oscillation saisonnière augmente à mesure que la longueur d'onde se fait plus petite. Le rouge et le jaune ont des amplitudes minimales; l'oscillation est de l'ordre de 10 % dans le bleu-vert; de

ondes courtes (A. Goekel). On a trouvé qu'à Arosa, des journées poussiéreuses font baisser la radiation rouge jusqu'à 93 % de la normale; la radiation totale jusqu'à 92 %; la radiation à ondes courtes jusqu'à 89 % et la radiation ultra-violette jusqu'à 85 %.

La répercussion sur l'abaissement de la radiation calorifique est également frappante. Kalitine, à Saint-Pétersbourg, trouva qu'après l'éruption du Katmai (Alaska) en 1912, la radiation calorifique avait diminué de 43 %. Les poussières de l'éruption du Krakatoa en 1883, répandues par le vent autour du globe, provoquèrent une baisse générale de la température pendant plusieurs années (G. Kendrew). Certains auteurs ne trouvent pas invraisemblable d'attribuer aux poussières produites par les grandes éruptions les changements de température des phases glaciaires du quaternaire.

Au-dessus des territoires subéquatoriaux, qui nous intéressent particulièrement, la production de poussières est incessante. Il y a trois sources principales : les *volcans actifs* (l'un à l'état de solfatare, l'autre en phase strombolienne); les *terrains latéritiques dénudés*, qui pendant la saison sèche cèdent au vent la particule plus fine de leur surface; l'*incendie de la brousse*. Comme cette pratique est normale, aussitôt qu'une accalmie prolongée se produit dans la chute des pluies, tantôt au Nord de l'équateur, tantôt au Sud, selon le déplacement des saisons, la production de ces fumées et cendres est intense.

Toutes ces impuretés (poussières et gaz) d'origines volcanique, terrestre et végétale sont soulevées par les courants de convection et répandues à grande distance par les vents supérieurs. Il n'est pas à exclure qu'à l'époque des équinoxes, par leur participation à la formation des noyaux de condensation et favorisant l'augmentation de leur grandeur, ces impu-

15 % dans le bleu; de 25 %, dans le bleu-violet; de 35 % dans l'ultra-rouge, interprétant ces pourcentages comme variation autour de la moyenne annuelle.

Les recherches de Davis et Mc Carthy à Tucson dans l'Arizona montrent que la variation saisonnière de la radiation directe est plus grande pour les radiations de courte longueur d'onde (0.32 μ) que pour les ondes longues (0.50 μ). D'autre part, l'intensité même de la radiation directe n'aurait, d'après ces auteurs, qu'une faible corrélation avec la tension de vapeur d'eau de l'air et aucune corrélation sensible avec la température et la pression barométrique.

retés ne produisent un accroissement du pouvoir absorbant de l'air pour les radiations à ondes longues.

ACTION SPÉCIFIQUE DES NUAGES. — Les nuages très élevés, comme les cirrus, ont une action prépondérante de réflexion et affaiblissent assez régulièrement le spectre solaire entier (Götz). D'après G. Kendrew, ils auraient également une influence assez forte dans l'intensité de la répartition de la radiation diffuse.

Selon E. Brazier, un plafond nuageux accroît la radiation diffuse jusqu'à ce qu'il ait atteint une certaine épaisseur limite. En moyenne, une nébulosité égale à 10 (ciel entièrement couvert) réduit la radiation globale à la moitié de ce qu'elle serait par temps clair. A partir d'une certaine épaisseur de la couche nuageuse, la radiation diminue à mesure que cette dernière devient plus grande. Ainsi, par ciel couvert de strato-cumulus peu épais, les valeurs du rayonnement diffusé sont voisines (dans les latitudes moyennes) de 0,50 calorie; elles sont réduites à 0,10 cal. pour une couche épaisse de nimbus.

RADIATION ULTRA-VIOLETTE. — Malgré que cette forme de radiation n'intéresse pas directement le climat d'une région, nous y faisons allusion surtout pour les analogies des climats de radiation qui semblent vraisemblablement exister entre les régions polaires et subpolaires, d'une part, dont l'atmosphère est beaucoup plus pure et infiniment moins humide que celle des régions équatoriales et les contrées de très haute altitude, d'autre part.

Si toutes les radiations, y compris les ondes longues ultra-violettes, demeurent plus ou moins sujettes au degré de transparence de l'air, les ondes courtes ultra-violettes paraissent dépendre principalement des couches d'ozone situées dans la stratosphère (40-50 km.) et qui laissent difficilement filtrer ces rayons.

Selon les dernières recherches, les radiations ultra-violettes parvenant au sol sont réglées : par l'intensité de la radiation solaire diffusée dans l'espace (très variable); par l'épaisseur de la couche d'ozone recouvrant la Terre à peu près à 40-50 km. d'altitude; par la plus ou moins grande homogénéité de l'atmosphère terrestre.

Plus les variantes dans la composition de l'atmosphère sont importantes, plus est grande la diffusion des rayons. *Une atmosphère transparente permet plus facilement le passage des ondes courtes* ⁽¹⁾.

RAYONNEMENT DE L'ATMOSPHÈRE ET DE LA TERRE. — L'atmosphère rayonne, sous forme de radiations obscures de 8-12 μ , la radiation absorbée, principalement par la vapeur d'eau et, en moindre quantité, par l'acide carbonique et l'ozone. Cette radiation dépend évidemment en grande partie de l'humidité atmosphérique et de son état de condensation. Plus on s'élève en altitude, plus cette radiation diminue.

Le rayonnement de la terre dépend également de l'humidité de l'air, mais dans un sens inverse, car la plus forte tension de vapeur, les nuages et même la rosée qui se dépose sur le sol tendent à le diminuer fortement.

D'après les mesures faites par Angström en Suède, ce rayonnement atteint par ciel clair de 0,14 à 0,20 gramme-calorie par minute et par centimètre carré; de 0,08 à 0,16 par ciel entièrement couvert de cirro-stratus ou de stratus; de 0,01 à 0,004 par ciel couvert de cumulus et de strato-cumulus. En général, ce rayonnement est d'autant moindre que les nuages sont plus bas ⁽²⁾.

D'après le même auteur, un ciel brumeux n'a qu'une influence minime sur le rayonnement. Celui-ci est dirigé de préférence de la terre

⁽¹⁾ Il n'est pas à exclure, d'après Dorno, qu'au-dessus de certaines régions du Globe l'atmosphère atteigne une plus grande homogénéité à la suite de laquelle la radiation ultra-violette pourrait acquérir « localement » une intensité bien plus forte. A cet effet, l'attention des gouverneurs des Colonies a été attirée par le fait que les coups de soleil sont extrêmement rares à Panama et à Barbados, tandis qu'ils sont d'une fréquence extrême à Libéria et à Madras, sans qu'on ait pu jusqu'aujourd'hui trouver d'explication plausible à ce phénomène. D'après les mesures faites à Potsdam et à Ténériffe, la perméabilité de l'atmosphère est particulièrement petite pour les ondes inférieures à 324 $\mu\mu$ à Potsdam et à 320 $\mu\mu$ au Pic Ténériffe. La baisse d'intensité que l'on constate, aussitôt atteintes ces longueurs d'onde et la fin brusque du spectre, peuvent être mises sur le compte de l'absorption par l'ozone.

⁽²⁾ Au cours de l'éclipse totale de soleil du 20 août 1914 à Upsala, A. Angström a constaté que durant la phase totale la terre rayonnait autant que pendant la nuit; pendant les phases partielles le rayonnement était plus petit.

vers l'atmosphère pendant la nuit, mais le rayonnement nocturne inverse, dirigé du plafond nuageux vers la terre, n'est pas à exclure.

Nous avons déjà dit l'avoir observé à Tshibinda, en concordance avec les observations faites précédemment par A. Henry et par Strutz.

CLIMAT DE RADIATION ET CLIMAT DE RAYONNEMENT. — Cette définition créée par Lindholm implique un concept de « bilan » entre la somme des radiations absorbées par l'atmosphère et la somme des radiations émises par le sol. Plus on s'élève en altitude et l'on se soustrait à l'action complexe des couches inférieures de l'atmosphère, plus l'équilibre radiation totale-rayonnement terrestre est sensiblement réalisé, jusqu'à atteindre un niveau auquel le second prévaut sur le premier. On a alors un « climat de rayonnement ». Ce climat est le climat normal des régions de grande altitude et, pendant une partie de l'année, des régions polaires.

Dans la bande équatoriale, particulièrement nébuleuse, il est mitigé sur les hauts sommets par les nuages légers et par les condensations que les courants de convection et les grands courants supérieurs y provoquent sous l'influence du relief. Les brouillards persistants, qui se forment de préférence sur des versants particuliers, créent une série de situations locales où les différences entre les deux climats sont moins marquées et où des transitions s'établissent modifiant le niveau des associations végétales qui caractérisent le passage de l'un à l'autre.

Le rayonnement positif s'effectue également dans le climat de radiation, mais il n'est effectif que pendant la nuit et encore, il faut qu'il ne soit pas diminué par la nébulosité du ciel. D'après Napier Shaw, le climat de radiation concerne principalement les radiations visibles d'une longueur d'onde comprise entre 0,4 et 0,8 μ , estimée à 37 % de la radiation globale et les radiations calorifiques de petite et de moyenne longueur d'onde, entre 0,8 et 6-7 μ , équivalentes à 51 % de la radiation globale (¹).

Ce climat, strictement lié à tous les phénomènes météorologiques, est le plus sujet à varier avec les saisons et l'instabilité de l'atmosphère. Par

(¹) L'on croit généralement que la moitié rouge du spectre est la plus importante pour l'assimilation chez les végétaux, tandis que les radiations chimiques le seraient pour l'accroissement.

les rapports qui viennent s'établir avec le sol, producteur de poussières et fournisseur principal de vapeur d'eau, il peut constituer, dans ses variantes, des *complexes climatiques autonomes*.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES. — Par suite de l'augmentation progressive de l'humidité totale, la *radiation à ondes longues absorbée* augmente des tropiques vers l'équateur.

A l'époque des équinoxes, cette radiation doit atteindre son maximum. Venant coïncider avec un degré plus fort de transparence de l'air, par l'élimination et la diminution des poussières, la radiation globale (radiation directe + radiation diffuse) y est également accrue.

Les poussières et les impuretés en suspension dans l'atmosphère subéquatoriale-continentale atteignent un maximum de densité en correspondance avec le solstice d'hiver, tandis que l'humidité totale y montre son minimum annuel.

A cette époque la radiation à ondes courtes doit être affaiblie et la radiation *directe* à ondes longues relativement augmentée. Il en résulte le facteur d'obscurcissement de l'atmosphère le plus élevé à cette même époque de l'année.

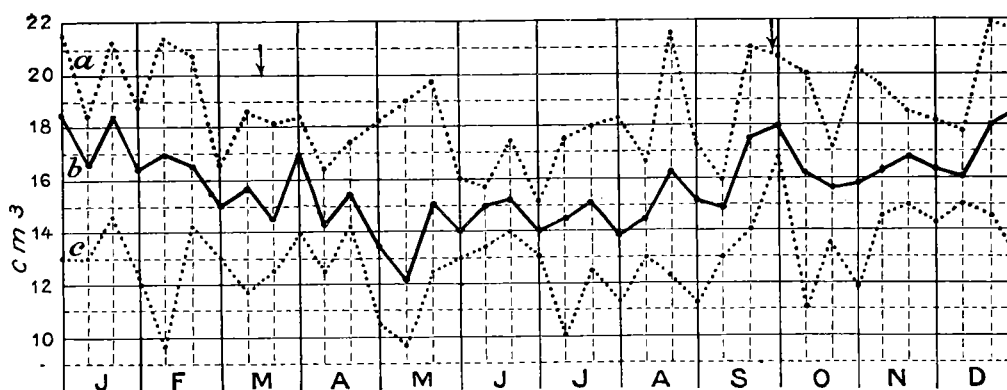
Le fœhn, augmentant la proportion de radiation à ondes courtes par rapport à la radiation à ondes longues, quand il devient un phénomène permanent, établit des analogies de « climat de radiation » entre les zones qu'il influence directement et les régions d'altitude pour lesquelles cette forme de radiation est dominante. Cet effet sera mitigé en proportion des poussières persistant au-dessus des zones de fœhn.

Des analogies paraissent pouvoir être établies entre les régions polaires et les régions de haute altitude des tropiques et de l'équateur, les unes et les autres soumises à un climat prédominant de radiations directes à ondes courtes, auquel fait contraste un climat de rayonnement intense. Sur ces deux régions, les deux climats exercent une action d'intensité différente, à cause de la diverse répartition dans l'année.

Les conditions de relief, de circulation des courants aériens et d'instabilité de l'atmosphère peuvent influencer quantitativement tout le processus de radiation, créant des anomalies météorologiques locales.

LA RADIATION A TSHIBINDA. — La station située par $2^{\circ}19'20''$ latitude Sud, $28^{\circ}45'25''$ longitude G, 2,115 m. d'altitude, appartient à l'exposition orientale, l'exposition *au vent*, de la dorsale congolaise (bassin du Kivu).

A cette latitude, la radiation solaire, au point de vue géographique, est considérée comme étant la plus intense. D'après Hann, la plus grande différence entre les valeurs extrêmes de la radiation au cours de l'année ne dépasse pas, sous l'équateur, 12 % et dans les régions comprises entre les parallèles 12° Nord et 12° Sud, deux maxima et deux minima se produisent en correspondance des équinoxes et des solstices. Ces extrêmes tendent à se réduire à un seul maximum et à un seul minimum, au fur et à mesure que l'on s'approche des tropiques. Il convient également de rappeler, pour autant que cela peut intéresser nos stations, toutes de latitude



1. La radiation à Tshibinda pour la période 1928-1931.

Courbes décadales : *a* = maximum, *b* = moyenne, *c* = minimum.

australe, que le solstice austral coïncide avec le périhélie quand la distance de la Terre au Soleil est la plus faible et la radiation, par conséquent, y est plus intense ⁽¹⁾. Si l'influence de la latitude australe est ressentie, on doit avoir un maximum solsticial compensé par un minimum solsticial.

L'examen du diagramme de la radiation globale observée à Tshibinda au cours des années de 1928 à 1931, dans lequel la radiation est exprimée

⁽¹⁾ On sait que cet avantage de l'hémisphère Sud est compensé dans l'hémisphère Nord par une durée de l'insolation annuelle plus longue de 7 jours (186 jours) de l'insolation de l'hémisphère austral (179 jours).

en cm³ distillés de Bellani, indique à première vue un maximum solsticial austral qui se place entre la troisième décade de décembre et la deuxième de janvier; un minimum solsticial boréal se plaçant fin juin, commencement de juillet et deux maxima équinoxiaux secondaires, respectivement à la fin mars et dans la troisième décade de septembre. Le soleil passe au zénith de la station le 15 mars et le 29 septembre.

Le maximum et le minimum solsticiaux témoignent du caractère austral de la station, malgré son voisinage de l'équateur géographique, caractère qui s'est révélé également dans le régime pluviométrique.

Avant de procéder à la discussion du diagramme, nous voulons expliquer pourquoi nous adoptons, dans l'expression graphique de la plupart des éléments du climat, la *courbe décadaire*, au lieu de la courbe mensuelle communément employée.

Dans le dépouillement et l'élaboration statistique des observations, nous avons poussé au détail le calcul des données des instruments. Nous ne poursuivons pas des buts de météorologie générale, pour lesquels des moyennes auraient été suffisantes, mais nous essayons de saisir les manifestations saillantes du climat, qui parfois échappent aux moyennes générales. De plus, nous qui avons en vue des études de biologie appliquée à l'agriculture et par conséquent aux sols et aux sociétés floristiques spontanées, devons offrir des moyennes qui puissent se prêter à l'établissement des « corrélations » entre la durée et l'intensité d'un phénomène climatologique donné et le cycle biologique d'une espèce ou d'une association (phénologie).

Sir Napier Shaw a proposé la semaine comme unité de temps phénologique et a justifié le choix de cette période par son origine des phases lunaires. Il soutient justement que le calendrier dit mensuel, en outre de sa longueur incommode, est une unité *non scientifique*, les mois n'étant pas réellement des mois et ayant une longueur arbitraire et inégale.

Déjà aux Congrès météorologiques de Vienne en 1878 et de Rome en 1879, on avait envisagé la division de l'année en pentades de cinq jours et en décades de dix jours. En 1929, la Conférence des météorologistes de l'Empire britannique, sur proposition de sa section agricole, a adopté la résolution suivante : « La Conférence estime que le mois constitue une période trop longue pour la publication des résumés des statistiques de

météorologie agricole et elle recommande, dans ce but, l'adoption de la semaine. »

Nous avons voulu concilier la recommandation de la Conférence, qui ne peut qu'apparaître d'une utilité plus qu'évidente à tous les climatologues et biologistes et la nécessité de faciliter les calculs et statistiques, sans porter atteinte à leur exactitude et sans les rendre par trop longs et coûteux. Il nous a paru que l'adoption de la décade répondait assez bien à nos finalités de recherche écologique et aux réformes futures en projet pour le calendrier.

Les courbes en pointillé de notre diagramme expriment la radiation plus forte et la radiation plus faible enregistrées à Tshibinda pendant la même période de temps. Tout en montrant des oscillations importantes, elles reproduisent le caractère moyen de la station qui correspond dans l'ensemble aux valeurs mensuelles indiquées pour l'équateur dans le tableau reproduit à la page 2.

L'amplitude de l'oscillation pour la période annuelle apparaît déjà plus importante que les 12% des auteurs. Les causes de cette anomalie apparente sont, à notre avis, la position continentale de la station et sa situation au carrefour de trois types climatiques venant converger au Kivu : le climat équatorial humide, représenté par l'énorme forêt ombrophile arrêtée au versant occidental de la dorsale congolaise; le climat soudanien, qui pousse une pointe, par ses forêts sèches, jusqu'au massif volcanique des Mufumbiru; le climat tropical austral, qui, par ses variantes locales, entoure le Kivu au Sud et à l'Est.

La station de Tshibinda, par son exposition *au vent*, est dans les meilleures conditions pour sentir les effets de la continentalité et pour bénéficier d'un brassage d'air actif, ce qui la met au contact d'une atmosphère dont la densité et la transparence peuvent être considérées comme « normales » à l'endroit. Il y a des positions orographiques particulières, notamment sur l'exposition « sous-le-vent » d'une chaîne faite, où se déterminent des conditions de circulation et de condensation que l'on peut qualifier d'anormales, par rapport à l'état général moyen de l'atmosphère et qui sont susceptibles, comme nous le verrons plus loin, de masquer sensiblement les effets ordinaires de la radiation.

Les stations suffisamment élevées pour être soustraites à l'influence

particulière des couches inférieures sont les seules à bénéficier d'un climat de radiation régulier et dont le caractère est en rapport avec la latitude.

L'oscillation constante de la radiation, que la courbe décadaire moyenne nous révèle, est surtout en fonction des variations des éléments météorologiques. Les modifications incessantes auxquelles l'atmosphère est soumise, en font varier le degré de transparence qui règle en dernière analyse tout le processus de radiation. On a calculé un coefficient moyen de transparence qui, d'après Angot, dépasse rarement 0,8 et peut, par contre, s'abaisser au-dessous de 0,6.

Nous avons vu comment la vapeur d'eau et les poussières interviennent en premier lieu. Si la vapeur d'eau, considérée comme humidité totale, est supposée exister au-dessus d'une même région dans une proportion relativement constante, les condensations amenées par l'activation de la circulation atmosphérique générale varient beaucoup dans les couches voisines du sol en rapport avec le changement des masses d'air des courants supérieurs.

Ainsi les trois maxima de Tshibinda dépendent avec toute vraisemblance de ce fait. Aux quatre époques saisonnières, la proportion entre les formes diverses de radiation change vraisemblablement. Le lucimètre de Bellani ne nous a permis de faire aucune mesure particulière à ce propos, de sorte que nous sommes obligé de procéder par hypothèse sur la base des conceptions générales couramment admises.

Au double passage du soleil au zénith et au solstice austral, l'augmentation de la température, due à la verticalité solaire plus forte, active la circulation générale (convection + courants supérieurs) et la conséquence en est une multiplication de presque toutes les condensations; une forte nébulosité générale; une augmentation de l'épaisseur du plafond, la prédominance de nuages orageux (strato-cumulus, cumulo-nimbus, nimbus et fracto-nimbus); une augmentation de l'humidité relative; l'apparition fréquente de brouillards.

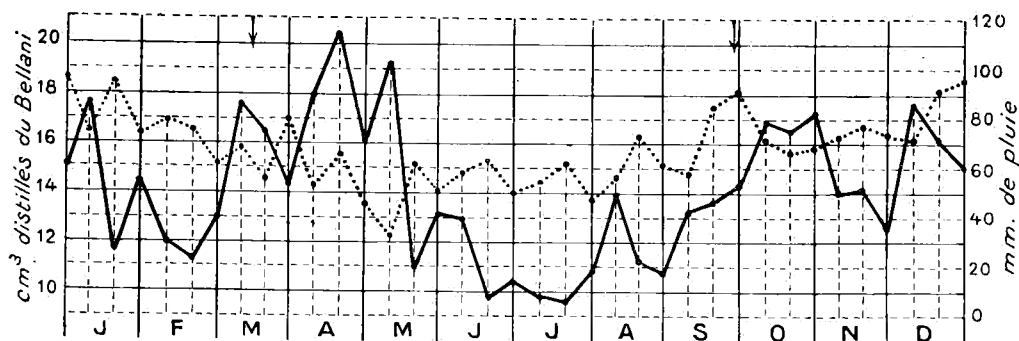
Dans ces conditions l'atmosphère doit acquérir un pouvoir absorbant et un pouvoir diffusif maximum pour toutes les radiations de grande et de moyenne longueur d'onde et un pouvoir d'extinction également maximum pour les radiations de plus courte longueur d'onde.

La forte intensité de la radiation globale aux équinoxes et au solstice

austral peut alors vraisemblablement être mise sur le compte d'une *augmentation sensible de la radiation absorbée et de la radiation diffuse*; la diminution d'intensité en correspondance du solstice boréal sur le compte d'un affaiblissement de la radiation absorbée et d'une extinction assez forte de la radiation directe à ondes courtes par les poussières répandues en forte quantité à cette époque de l'année (la grande saison sèche).

Si nous admettons ces conceptions, l'explication du comportement oscillatoire de la courbe de radiation, bien que ses oscillations soient *quantitativement* petites, devient relativement facile.

Afin de rendre plus claire la discussion critique, il est peut-être opportun d'associer, en un climogramme 2, la courbe moyenne de la radiation et la courbe moyenne des pluies.



Climogramme 2 — Tshibinda.

— Courbe moyenne des pluies.
 Courbe moyenne de la radiation.

A première vue, l'opposition des deux courbes est frappante. Il ne faut pas oublier que la courbe hyétométrique, qui exprime la hauteur de pluie tombée, implique pour les hauteurs d'eau plus fortes mesurées la notion de pluies violentes et fréquentes et que ces espèces de pluies sont le résultat de systèmes orageux dans lesquels le cumulo-nimbus et le nimbus dominant. Les auteurs sont d'accord pour attribuer à ces types de nuages une faible capacité de pénétration et de diffusion pour toutes les radiations.

Nous pouvons conclure qu'à *hauteur solaire égale, l'intensité de la radiation globale est gouvernée par l'espèce des nuages dominants.*

Car il nous paraît indéniable que le degré de transparence de l'atmo-

sphère est maximum aux équinoxes, malgré le pourcentage de nébulosité le plus fort à cette époque.

D'autre part, si l'observation du comportement des courbes maximales et minimales de radiation paraît fournir une confirmation de notre thèse, elle exclut, par le fait même de la subordination au type de nuages, une rigidité quelconque dans la marche de la radiation, sans nier, bien entendu, les effets de la hauteur solaire au-dessus de la station.

La plus forte intensité de radiation à l'équinoxe de septembre, plutôt qu'à celui de mars, paraît une conséquence naturelle de la précipitation totale moindre, par suite de la plus grande fréquence des orages à cette époque de l'année. Par conséquent, pluie d'averse ordinairement de courte durée, alternée avec des éclaircies fréquentes. Quand la hauteur des précipitations atteint des proportions qui indiquent que l'averse proprement dite est suivie de pluies persistantes (par conséquent, le plafond nuageux est épais et reste longtemps sans donner des éclaircies importantes), la radiation est affaiblie. Ce fait est bien visible quand nous comparons le groupe radiation-pluie de l'équinoxe austral avec le groupe analogue de l'équinoxe boréal. Le maximum de radiation du solstice austral, le plus important de l'année, est également accompagné d'un fléchissement des précipitations.

Il n'y a pas d'anomalie entre le fléchissement solsticial des précipitations de juin-juillet-août et l'allure de la courbe de radiation, car la moindre nébulosité de cette période, l'absence ou la quasi-absence d'orages (par conséquent des nuages les moins favorables pour la radiation), est compensée non seulement par la plus forte déclinaison solaire, mais par *la moindre transparence de l'atmosphère*, envahie à cette époque par des quantités énormes de poussières et par des brumes, dites « brumes sèches », qui persistent pendant toute la durée de la saison. A cette époque, nous l'avons dit, le facteur d'obscurcissement doit être maximum et la capacité absorbante et diffusive de l'atmosphère doit être profondément modifiée.

Le changement des masses d'air des courants supérieurs qui intervient à cette saison explique, d'autre part, l'absence ou la forte diminution des pluies.

Laissant de côté les questions concernant l'épaisseur, la compo-

tion et la densité de l'atmosphère équatoriale, questions dans lesquelles nous n'avons pas à intervenir, il nous paraît possible de conclure qu'un certain équilibre entre le comportement annuel de la radiation et tous les phénomènes météorologiques est réalisé à Tshibinda, qui peut être regardée, sous ce point de vue, comme devant caractériser les conditions moyennes de la radiation dans la région de montagne de cette partie du fossé tectonique centro-africain.

PÉRIODICITÉ DIURNE DE LA RADIATION A TSHIBINDA. — Elle se caractérise par une intensité forte et, proportionnellement, même très forte aux heures antimériidiennes, jusqu'aux environs de 14 heures, pour décroître très rapidement pendant les heures postmériidiennes.

Périodicité diurne de la radiation globale à Tshibinda (1928-1931).

Heures d'observa- tion.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année
entre 6- 8	0,71	0,48	0,33	0,53	0,37	0,17	0,28	0,44	0,58	0,64	0,64	0,97	0,51
» 8-14	13,55	12,52	12,75	11,59	11,05	12,17	11,91	12,62	13,40	12,91	12,90	13,84	12,60
» 14-18	2,90	3,24	2,73	2,35	2,44	2,45	2,36	2,35	2,82	2,36	2,99	2,83	2,65

Entre le lever du soleil et 8 heures, la radiation est très faible dans tous les mois de l'année, de sorte que ce fait peut être retenu comme une caractéristique constante. Il y a des variantes entre un mois et l'autre, mais elles sont de si petite entité qu'elles peuvent être négligées. Du reste, elles reproduisent les oscillations de la courbe annuelle. L'allure générale de la périodicité diurne pour tous les mois de l'année est exprimée par le tableau que nous donnons ci-après et dans lequel l'unité de mesure est le centimètre cube distillé de Bellani.

Si nous établissons une première comparaison entre ce tableau et le diagramme du jour moyen d'insolation à Tshibinda (diagramme 21) et si ensuite nous étendons la comparaison avec les deux courbes de variation diurne de la pluie et de fréquence horaire de la pluie (ces dernières, don-

nées par nous dans le mémoire préliminaire sur les *Précipitations*), la raison de cette uniformité dans la marche diurne de la radiation apparaît clairement.

Au lever du soleil et immédiatement après, l'air près du sol est faiblement transparent, même par ciel parfaitement serein, à cause de la forte humidité souvent proche de l'état de saturation, ou condensée dans des brouillards qui estompent l'horizon et des poussières qui pendant la nuit se sont déposées dans les couches inférieures.

L'augmentation rapide de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon dissipe naturellement les brumes amenant un abaissement d'humidité; la convection repousse les poussières vers les couches plus élevées, tandis que les premiers cumulus se forment, tout en laissant le ciel largement découvert. Cet état de l'atmosphère est particulièrement favorable à un maximum de radiation directe. Les nuages légers, s'ils diminuent la radiation directe d'environ 20% (d'après Dorno), augmentent la clarté du ciel (la radiation diffuse) dans des proportions qui avoisineraient 100 %. La radiation totale serait en somme augmentée.

Après 10 heures jusque près de 14 heures, la multiplication des nuages, l'extension de plus en plus grande du plafond et l'augmentation de son épaisseur diminuent vraisemblablement la radiation directe, mais la radiation absorbée et la radiation diffuse restent encore fortes. Ce n'est qu'après 14 heures, quand le ciel est totalement ou presque totalement couvert, que l'épaisseur du plafond a atteint son maximum et que les nuages d'orage sont accrochés à sa partie inférieure, que la radiation globale est affaiblie. En saison sèche, en l'absence d'orages, la brume atteint un maximum d'opacité à ces mêmes heures.

Ce comportement de la radiation diurne est tout à fait analogue à celui observé dans d'autres stations. En général, dans les latitudes tempérées, l'intensité matinale, à hauteur de soleil égale, dépasse l'intensité de l'après-midi. Le brassage d'air, opéré surtout par la convection, est beaucoup moins intense à Tshibinda après le maximum thermique et aussitôt qu'un système orageux s'est établi au-dessus de la station ou dans son voisinage, la brise de vallée cesse et les courants de convection ont une vitesse bien moindre. Si l'on ajoute l'action du rayonnement terrestre, de plus en plus actif après que le maximum thermique a été atteint, on se

rend bien compte des causes générales qui affaiblissent si rapidement la radiation de l'après-midi. Des conditions topographiques spéciales, telle l'existence de montagnes à l'Ouest de la station, comme cela se vérifie à Tshibinda, peuvent encore diminuer la radiation, à cause de la moindre durée de l'insolation dans l'après-midi.

Crova avait constaté que pour un jour d'été dans nos latitudes d'Europe, l'intensité de radiation au matin s'accroît rapidement avec la hauteur du soleil sur l'horizon, puisque le refroidissement nocturne a condensé une partie de la vapeur d'eau formée par le jour précédent et rejoint un maximum entre 10 h. 30 et 11 heures, à cause de la compensation qui s'établit alors entre l'évaporation et la radiation. Ensuite, à cause de l'augmentation de l'évaporation plus rapide que la marche du soleil au-dessus de l'horizon, la radiation diminue.

Crova et Jaumotte constataient, même par ciel parfaitement serein, un deuxième maximum diurne vers 14 heures, quand le soleil, ayant rejoint le point culminant de sa marche, a réussi à dissiper les condensations qui se sont formées dans les strates élevées de l'atmosphère et une décroissance d'abord lente et puis accélérée de la radiation jusqu'à la disparition du soleil au-dessous de l'horizon.

Ce double maximum diurne, normal pour beaucoup de régions des latitudes moyennes, n'existe pas dans nos régions équatoriales. Le seul maximum diurne se place approximativement entre 11 et 13 heures pendant les saisons de pluie et retarde vers 14 heures pendant la saison sèche (¹).

Les observations journalières de la station de Tshibinda, examinées en détail, montrent, d'autre part, que des causes météorologiques (l'arrivée de masses d'air froid, le passage d'un système orageux, etc.) troublent assez profondément la régularité de la périodicité diurne telle qu'elle apparaît des moyennes.

LA RADIATION A LULENGA (RUGARI). — Cette station réalise une situation topographique tout à fait particulière. Son altitude de 1,800 m.

(¹) C.-E. Brazier a constaté que par temps moyennement couvert, la radiation que reçoit le sol peut atteindre une valeur égale à la moitié de celle qui lui parvient par temps clair.

la range parmi les territoires de moyenne élévation, tandis que le fait de se trouver adossée au versant sous le vent d'une grande montagne de 4,437 m. d'altitude (le Mikenô) lui crée des conditions spéciales de circulation d'air. Nous avons déjà vu ailleurs qu'un tourbillon à axe horizontal stationne au-dessus du poste presque toute l'année et que le régime des précipitations, seule exception pour toute la région, y est typiquement équatorial. Ce même tourbillon, producteur de pluies, est la cause probable des perturbations profondes produites dans la marche annuelle de la radiation et de la diminution générale de son intensité, comparée à celle de Tshibinda.

Les coordonnées géographiques de la station par 1°24'40" Sud et 29°22'20" G auraient fait prévoir une allure équatoriale mieux caractérisée de la courbe moyenne de radiation, par rapport aux stations plus australes. Le diagramme qui résulte de quatre années d'observations dément ces prévisions (voir n° 3). Ni les maxima équinoxiaux, ni les minima solsticiaux, ni le maximum d'été venant remplacer à Tshibinda un des deux maxima théoriques n'apparaissent dans le diagramme de Lulenga. La seule concordance entre les deux stations est l'ampleur de l'écart entre les valeurs extrêmes, qui dépasse également les 12 % de Hann.

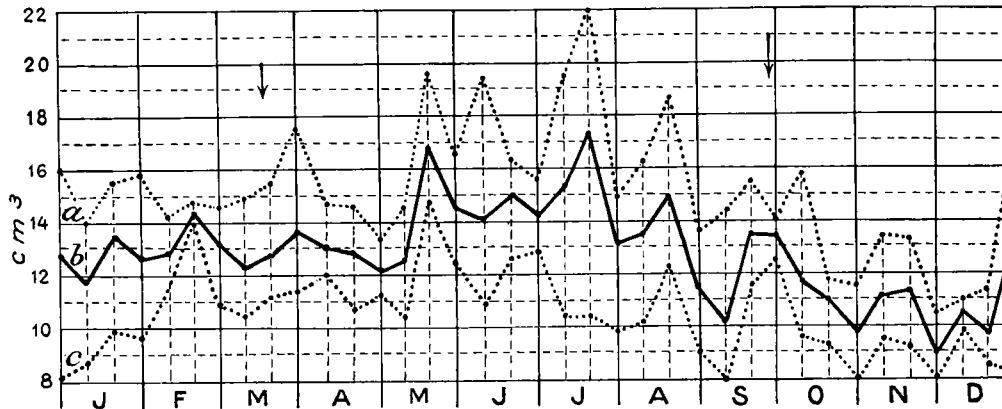
A quoi tient l'anomalie de cette station? Le diagramme apparaît véridique si nous l'associons avec la courbe moyenne des précipitations pour la même période de temps, comme cela est représenté dans le climogramme n° 4. Il nous paraît impossible de fournir des explications plausibles sans attribuer à l'existence du tourbillon susmentionné les causes qui entretiennent au-dessus de la station un degré de transparence de l'air beaucoup plus faible qu'ailleurs. Comme on pourra le voir par la suite, Lulenga a la nébulosité la plus forte de toute la région et présente le plus grand nombre de jours pendant lesquels l'insolation est nulle.

La pluviosité est très forte, sans être excessive (1.900,2 mm.), mais il importe de relever que les averses n'y sont pas très violentes; par contre, la pluie persiste longtemps, ce qui explique la hauteur en millimètres relativement importante qui est atteinte.

Mais le fait principal, dont l'influence dépasse toutes les autres, est la forte épaisseur du plafond (les courants verticaux atteignent ici un maxi-

mum de vitesse) due à l'altitude même de la montagne contre laquelle la station est située. Il faut encore tenir compte des poussières répandues par les volcans actifs qui se trouvent dans le voisinage; des brouillards très fréquents et des orages quasi journaliers qui éclatent, sinon au-dessus de la station, dans ses environs immédiats. En voici assez, à notre avis, pour déduire que l'état de condensation quasi permanent de l'humidité atmosphérique, les éclaircies plutôt rares, l'épaisseur du plafond et la *qualité* des nuages doivent affecter profondément la radiation globale. A certaines époques la radiation directe y doit être presque effacée et seule la radiation diffuse joue un rôle important.

Le diagramme 3 nous montre, en effet, que le fléchissement de la radiation est fort à l'époque des deux équinoxes et entre les deux; il est



3. La radiation à Lulenga pour la période 1928-1931.

Courbes décennales : *a* = maximum, *b* = moyenne, *c* = minimum.

plus profond après septembre, saison pendant laquelle les orages sont presque journaliers dans cette zone. La somme de radiation des deux saisons zénithales de pluies est à peu près équivalente.

Le maximum de radiation se place en juillet (au lieu du minimum, qui serait normal), quand il y a une sorte d'accalmie dans la chute des pluies. Les éclaircies étant plus fréquentes, les orages se faisant relativement rares, la vitesse des courants ascendants étant moins forte, il est légitime de supposer que l'épaisseur du plafond est moindre.

Mais ce maximum d'intensité dans la radiation globale de Lulenga reste sensiblement inférieur à deux des maxima de Tshibinda et sa durée

est brève. Cela nous paraît avoir une certaine importance. Naturellement, il appartiendra à des recherches futures, faites avec des instruments capables de fournir un plus grand nombre d'éléments, de vérifier et de préciser davantage les influences si marquantes que des conditions topographiques particulières peuvent exercer sur le degré de transparence de l'atmosphère locale.

La marche diurne de la radiation présente une allure analogue à celle décrite pour Tshibinda, atteignant naturellement des valeurs moindres.

Voici l'indication numérique moyenne de ces valeurs, pour les trois heures habituelles d'observation et pour tous les mois de l'année, exprimées en centimètres cubes distillés de Bellani :

Périodicité diurne de la radiation globale à Lulenga (1928-1931).

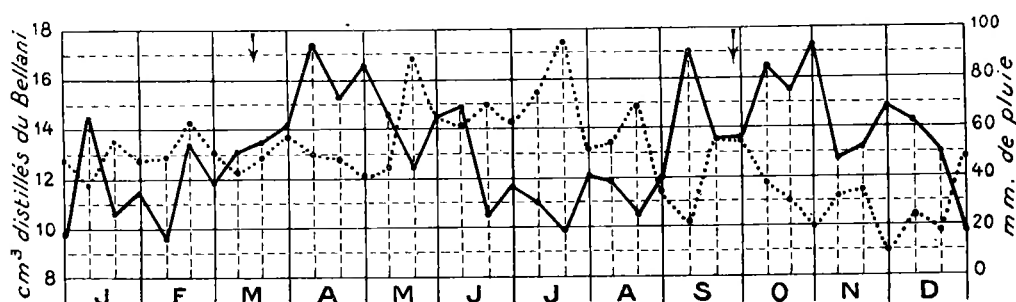
Heures d'observa- tion.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année
entre 6- 8	0,17	0,17	0,26	0,44	0,47	0,38	0,04	0,01	0,03	0,02	0,27	0,14	0,20
» 8-14	9,37	9,87	9,63	10,07	11,10	10,84	11,57	10,31	9,91	8,64	7,59	8,04	9,75
» 14-18	3,19	3,35	3,07	2,13	2,98	3,21	3,65	2,87	2,45	2,25	2,62	2,85	2,88

De ce tableau se dégage l'observation d'une radiation extrêmement réduite, sinon pratiquement nulle, entre 6 et 8 heures, pendant les mois de juillet, août, septembre, octobre. Nous pensons qu'une explication plausible du fait peut être offerte par l'hypothèse d'une persistance de poussières dans les couches d'air inférieures, à peu près saturées d'humidité aux heures précédant le lever du soleil. Pendant la nuit les courants de convection sont inactifs; les poussières et les fumées charriées par l'alizé et provenant des régions où la saison sèche se prolonge, plus ou moins forte, de juin à septembre, se déposent, par l'effet de leur pesanteur et par l'effet des brises de montagne (courants descendants), sur les couches d'air en contact avec le sol, diminuant ainsi fortement leur coefficient de transparence. Un peu après le lever du soleil, l'activation des courants de convection par l'action thermique et l'augmentation de vitesse des cou-

rants tourbillonnaires, transporterait en haut et disperserait les poussières, modifiant leur état d'agrégation, ce qui augmenterait le coefficient de transparence des couches inférieures.

Puisant dans les tableaux d'observation de la station, pendant les années 1928 et 1931, nous y trouvons des cas typiques de radiation extrême, dans un sens et dans l'autre, que nous estimons utile de citer. Surtout, nous nous bornons à rappeler les *jours pendant lesquels la radiation a été nulle ou presque totalement déficitaire*.

Ainsi nous trouvons que le lucimètre de Bellani n'a donné qu'une distillation quasi nulle le 8 janvier 1928, par brouillard épais, persistant depuis la nuit du 7 au 8 et la journée entière du 8; 2 cm³ le 7 décembre 1928, dont 1 cm³ distillé entre 8 et 14 heures; 1 entre 14 et 18 heures;



Climogramme 4 — Lulenga.

— Courbe moyenne des pluies.
 Courbe moyenne de la radiation.

0,5 cm³ distillé entre 8 et 14 heures le 8 janvier 1929, puis radiation nulle pendant le restant de la journée; insolation nulle; 2,4 cm³ distillés entre 8 et 14 heures le 7 mars 1929, puis radiation nulle pour le reste de la journée, par insolation nulle.

Par contre, le 13 mars 1929, le Bellani a distillé 10 cm³, dont 8,3 entre 8 et 14 heures, *par 15 minutes d'insolation pour toute la journée*; 3 cm³ le 22 avril 1929, *dont 2 entre 6 et 8 heures; distillation nulle entre 8 et 14 heures*; 1 cm³ distillé entre 14 et 18 heures, avec insolation nulle. C'est l'unique cas ayant présenté une distillation aussi forte entre 6 et 8 heures. Nous ne pouvons exclure et trouvons même probable que les 2 cm³ distillés entre 6 et 8 heures ont été produits en partie par un rayon-

nement inverse, c'est-à-dire de l'atmosphère au sol, au cours de la nuit, de manière analogue à ce que nous avons personnellement observé à l'Observatoire de Tshibinda.

0,3 cm³ le 21 décembre 1929, distillé entre 8 et 14 heures; distillation nulle le restant de la journée, avec insolation nulle. 8 mm. de pluie sont tombés ce jour et un brouillard épais a persisté pendant plusieurs heures.

Le 27 février 1930, le Bellani a distillé 3,1 cm³ entre 8 et 14 heures, distillation nulle avant et après, avec insolation nulle; un orage à grêle a éclaté après 14 heures.

10,1 cm³, dont 6,2 entre 8 et 14 heures, ont été distillés le 5 mars 1930, *avec insolation nulle*.

1,4 cm³, dont 0,4 entre 8 et 14 heures, le 31 juillet 1931, par insolation nulle; 1,3 cm³, dont 1,2 entre 8 et 14 heures, le 31 octobre, avec 2 h. 35 d'insolation; 2 cm³ entre 8 et 14 heures, le 27 février 1931, par 20 minutes d'insolation et 84 % d'humidité relative comme moyenne pour la journée; 8 mm. de pluie tombèrent ce jour.

Distillation nulle le 4 juillet 1931, avec insolation nulle et 95 % d'humidité relative durant la plus grande partie de la journée.

Par contre, 9,4 cm³, dont 8 entre 8 et 14 heures, furent distillés le 2 octobre 1931, avec insolation nulle et 90 % d'humidité relative moyenne au cours de la journée.

Enfin, 1 cm³ distillé entre 8 et 14 heures, le 25 octobre 1931, par insolation nulle et une humidité relative variable au cours de la journée, entre 88 et 98 %; 38 mm. de pluie tombèrent ce jour.

La distillation maximum qui a été enregistrée à Lulenga, par le même Bellani, au cours des quatre années, est de 26 cm³, dont 20 entre 8 et 14 heures et 6 entre 14 et 18 heures, le 9 juillet 1929, avec 10 h. 30 d'insolation.

Les exemples cités, que nous avons choisis parmi ceux qui nous ont paru les plus typiques, donnent, à notre avis, la preuve de l'action absolument prédominante, en premier lieu, de l'épaisseur du plafond nuageux; en deuxième lieu, de la qualité des nuages constituant le plafond; en troisième lieu, de la densité et de la persistance des brouillards; enfin, de la teneur et de la persistance de l'humidité relative. L'action des poussières est combinée au plafond nuageux et au type des nuages. L'insolation, si

la transparence du ciel est rendue faible, ne paraît jouer qu'un rôle secondaire. Tantôt l'une des formes de radiation, tantôt l'autre sont affectées diversement par la forte muabilité de la transparence de l'air et par la composition diverse et la densité variable des couches en contact avec le sol.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- A. HENRY, Sur un nouvel actinomètre thermo-électrique enregistreur. (*La Météorologie*, mars 1926.)
- L'actinomètre totalisateur à distillation de Bellani. (*Ibid.*, novembre 1926, p. 498.)
- Quelques nouveaux défauts des actinomètres de plein air. (*Ibid.*, juin 1927, pp. 252-253.)
- Note sur l'actinomètre de Bellani. (*Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 52^e session, La Rochelle, pp. 234-235.)
- P. GAMBA, Il lucimetro Bellani. Attinometro totalizzatore. (*La Meteorologica pratica*, sett.-ott. 1932, p. 211.)
- F. S. ZANON, Radiazione solare globale a Venezia. (*Ibid.*, sett.-ott. 1932, p. 221.)
- L. GORCZYNSKI, Actinometros empleados en el observatorio meteorologico central de Tacubaya y su calibracion. (*Tacubaya*, D. F., Mexico, 1929.)
- Mesure de l'intensité totale et part. du rayonnement solaire. (*Ann. du Service botanique de Tunisie*, 1925.)
- Sur le calcul de la transparence atmosphérique pour la radiation solaire et son application aux oasis sahariennes. (*Ibid.*, 1930, VII, pp. 157-177.)
- Degrees of atmospheric transparency for solar radiation over different oceanic surfaces and other regions. (*Bull. Acad. Polon. Sc. Lettres*, série A, Cracovie, 1930.)
- Mesures actinométriques effectuées à bord de navires dans les océans Atlantique et Indien. (*Arch. des Sciences physiques et naturelles*, vol. XIII, p. 19, Genève, 1931.)
- R. STRUTZ, Note sur la distillation que peuvent accuser les actinomètres de Bellani disposés dans l'obscurité complète. (*La Météorologie*, numéro spécial consacré à l'actinométrie, 1930.)
- N. KALITINE, Quelques données acquises par l'examen du nouveau type d'actinomètre Arago-Davy. (*Ibid.*)

- J. WIESNER, *Untersuchungen über das photochemische Klima*, Académie scientifique de Vienne, 1896.
- C. DORNO, *Studie über Licht und Luft des Hochsgebirges*, Braunschweig, 1911.
- Physik der Sonnen und Himmelsstrahlung. (*Die Wissenschaft, Sammlung von Einzeldarstellungen aus den Gebieten der Naturwissenschaft und der Technik*, Bd. 63, Braunschweig, 1919.)
 - Die ultraviolette Sonnen und Himmelsstrahlung in Tropischen Gegenden. (*Die Naturwissenschaften*, 21 März 1930, pp. 249-252, Berlin.)
- A. ANGSTRÖM, A study of the radiation of the Atmosphere. (*Smiths. misc. Coll.*, n° 3.)
- On radiation and climate. (*Geografiska Annaler*, 1925.)
 - L'enregistrement continu de la radiation et son influence sur les problèmes géographiques. (*La Météorologie*, mars-avril 1925.)
 - « Recording solar radiation. » A study of the radiation Climate of the surroundings of Stockholm. (*Meddelanden fran statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt*, Band 4, n° 3, Stockholm, 1928.)
 - On the atmospheric transmission of sun radiation. (*Geografiska Annaler*, Stockholm, vol. XII, 1930.)
- J. MAURER et A. ANGSTRÖM, Beschlusse der Internationalen Strahlungskommission auf der Tagung in Kopenhagen in September 1929. (*Met. Zeitschrift*, mars 1930, pp. 117-118.)
- HOLDFLEISS, L'effet calorifique du rayonnement solaire sur différents sols. (*Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 52^e session, La Rochelle, 1928, p. 219.)
- P. GÖTZ, *Das Strahlungsklima von Arosa*, Berlin, 1926.
- G. C. SIMPSON, The distribution of terrestrial Radiation. (*Memoirs of the Royal Meteorological Society*, vol. III, n° 23, Londres, 1929, pp. 55-78.)
- M. F. LINDHOLM, Extinction des radiations solaires dans l'atmosphère terrestre. (*Nova Acta Reglae Societatis Scientiarum Upsaliensis*, série IV, vol. 3, n° 3, 1913.)
- Sur l'insolation dans la Suède septentrionale. (*Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens Handlingar*, Band 60, n° 2, Stockholm, 1921.)
 - Normalserte der Gesamtstrahlung und der auf die Cadmiumzelle wirkenden Ultraviolettstrahlung der Sonne fuer Davos. (Extrait de *Festschrift fuer die 110e. Jahresversammlung der schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in Davos*, 1929.)
 - Sur la répartition spectrale de l'insolation aux différentes latitudes en Europe. (*La Météorologie*, octobre-décembre 1930.)
 - Ueber die Intensitätsvariationen der Kosmischen Ultrastrahlung. (Sonderdruck aus *Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. 35, Heft 2, 1932.)
- A. FUNKE, Mesures de la radiation solaire à Abisko pendant l'été 1914. (*Meddelanden fran statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt*, Band 1, n° 3, Stockholm, 1921.)

- T. E. AUREN, Illumination from sun and sky in the *Neighbourhood of Stockholm in 1928*. (*Meddelanden fran statens Meteorologisk-Hydrografisk Anstalt*, Band 5, n° 4, Stockholm, 1930.)
- C.-E. BRAZIER, Radiation solaire, radiation atmosphérique et radiation terrestre. (Compléments dans *Traité élémentaire de Météorologie d'Angot*, Paris, 1928.)
- La radiation solaire diffusée par le ciel sur la surface du sol par temps couvert. (*Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 54^e session, Alger, 1930, pp. 117-120.)
- F. M. EXNER, Strahlungsmessungen im österreichischen Gebirge. (*Jahresbericht des Sonnblick-Vereines*, Wien, 1927, pp. 30-35.)
- F. LAUSCHER, Strahlungsmessungen auf den Sonnblick. (*Ibid.*, Wien, 1928, pp. 37-42.)
- F. W. P. GÖTZ, Sonnenstrahlungsmessungen in Arosa. (*Ibid.*, Wien, 1926, pp. 17-25.)
- H. H. CLAYTON, The atmosphere and the sun. (Washington, D. C., 1930, *Smiths. misc. Coll.*, vol. LXXXII, n° 7.)
- H. H. KIMBALL, Measurements of solar radiation intensity and determinations of its depletion by the atmosphere. (*Monthly Weather Review*, Washington, 1930, vol. LVIII.)
- J. SANSON, La radiation et l'insolation au point de vue agricole. (*La Vie agricole et rurale*, Paris, 1930, n° 19, pp. 309-311.)
- FR. LINKE, Atmosphärische Strahlungsvorgänge mit besonderer Berücksichtigung ihrer Abhängigkeit von Lufttrübung. (*Lehrbuch der Geophysik*, 1929.)
- V. F. HESS, Die Station für Ultrastrahlungsforschung auf den Hafelekar (2,300 m.) bei Innsbruck. (*Jahresbericht des Sonnblick-Vereines*, Wien, 1931, pp. 4-6.)
- W. MÖRIKOFER, Quelques données sur l'augmentation de l'intensité du rayonnement solaire avec l'altitude et son effet climatologique en Suisse. (Communication de l'Observatoire physico-météorologique de Davos.) (*Archives des Sciences physiques et naturelles*, 1931, pp. 314-316.)
- G. DAVIS et Mc J. CARTHY, Twenty-nine months of solar radiation at Tucson Arizona. (*Monthly Weather Review*, décembre 1932, pp. 237-242.)
-

CHAPITRE II

INSOLATION ET NÉBULOSITÉ

L'héliographe de Campbell; périodicité annuelle de l'insolation; la marche annuelle de l'insolation totale; l'insolation mensuelle relative; l'insolation journalière moyenne; variations du jour moyen d'insolation; répartition horaire de l'insolation dans les diverses saisons; la durée de l'insolation par rapport à l'altitude; la nébulosité, sa marche annuelle; distribution horaire de la nébulosité; la forme des nuages.

Pour la mesure de l'insolation nous nous sommes servi d'un *héliographe de Campbell*. Cet instrument, simple et d'un emploi facile, est trop universellement connu pour qu'il soit besoin de le décrire. Nous l'avons placé à la station centrale de Tshibinda, sur le petit dôme qui réunit la plupart des instruments. On l'orienta à Sud; on le fixa sur un gros pilier en bois, au sommet duquel on avait cloué une planchette bien horizontale, mais pouvant subir une rotation partielle autour de son axe vertical. Cette précaution était nécessaire pour pouvoir vérifier constamment la position de l'instrument par rapport aux déplacements du soleil au cours de l'année.

Ensuite on substitua au pilier en bois un pilier en maçonnerie de briques, haut de 1^m20 du sol, et l'instrument put ainsi avoir une installation définitive et solide.

Le seul inconvénient que nous ayons remarqué fut le dépôt d'eau qui venait se former dans la partie concave du support, à la suite de pluies prolongées mouillant les cartons, qui se déchiraient souvent au moment de les sortir des rayures du support.

Chaque fois l'eau était naturellement expulsée et l'on vérifiait en même temps si la sphère de cristal était exempte d'éclaboussures et de poussières que la pluie pouvait y déposer. Nous avons constaté que l'eau déposée au fond du support, non seulement amollissait les cartons, mais pouvait en empêcher la brûlure, si son épaisseur était assez forte.

Cinq autres héliographes furent distribués parmi les stations du réseau : un à Katana (Mugeri), sur les rives occidentales du Kivu; un autre à Lulenga, station des volcans Mufumbiru (bassin du lac Edouard); un troisième à Kabgaye, centre des hauts plateaux du Ruanda; un quatrième à Ngweshe, station « au vent » de la dorsale congolaise, mais influencée par le phénomène de foehn; un cinquième, enfin, fut placé plus tard à Mule, station située à l'Ouest de la dorsale congolaise, vers la lisière de la forêt équatoriale. Pendant plus d'un an la station de Kissenye, sur les rives Nord du lac Kivu, et à laquelle on attribue justement une importance climatique particulière, utilisa également un héliographe.

Partout on a eu soin d'assurer à ces instruments un fonctionnement normal, soit par leur exposition parfaite, soit par leur systématisme. Dans l'ensemble nous devons reconnaître que ces héliographes nous donnèrent satisfaction.

Avant de passer à l'examen de l'insolation à l'Observatoire de Tshibinda, il faut signaler une particularité topographique de cette station. Tandis qu'à l'Est, par le fait même de la position à flanc de montagne, l'héliographe de la station pouvait recevoir les premiers rayons de soleil, aussitôt que celui-ci émergeait de la ligne d'horizon, à l'Ouest l'insolation était partiellement entravée par une montagne, le Bukulumissa, au faitage orienté du Nord au Sud et, par conséquent, en opposition au couchant. Nous pouvons affirmer que par ce fait l'insolation enregistrée des heures postméridiennes est inférieure d'une vingtaine de minutes de ce qu'elle serait si aucun obstacle n'avait intercepté l'insolation sur l'exposition occidentale.

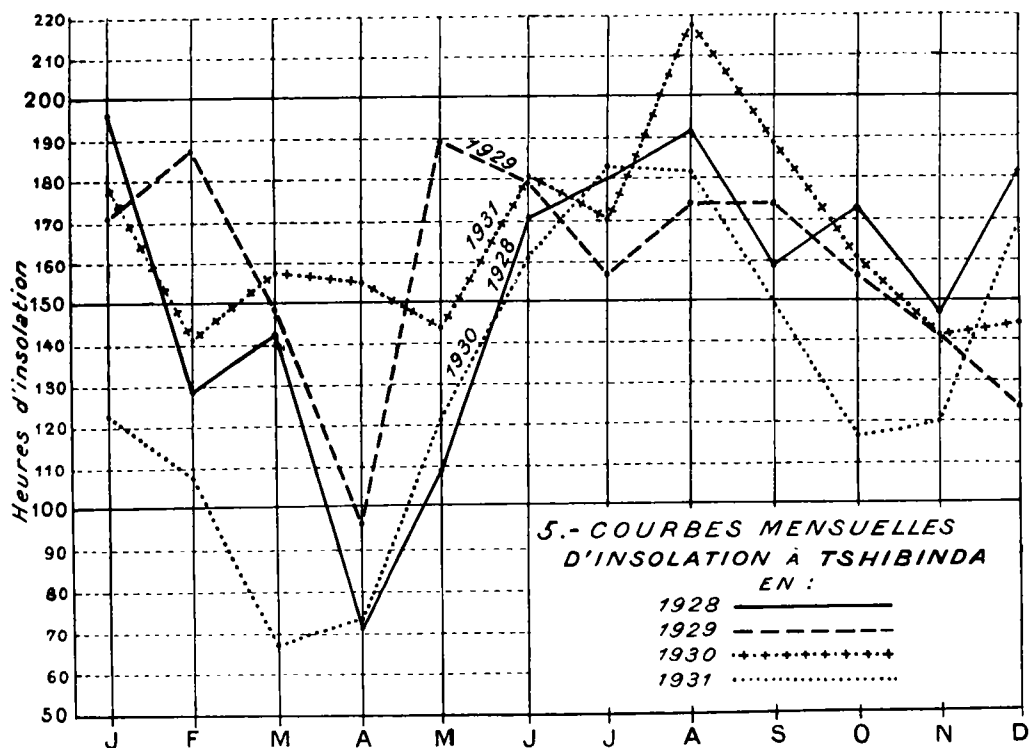
Généralement, les auteurs ne donnent pas l'importance souhaitable à l'étude de l'insolation. Peut-être parce que nos connaissances sur la radiation, surtout la partie qui est sélectionnée par l'atmosphère et son action sur la végétation, sont insuffisantes et, par conséquent, on attache encore une considération de second ordre aux phénomènes qui s'y réfèrent directement ou indirectement.

Pour nos latitudes équatoriales où la nébulosité, en certaine mesure indépendante de la masse globale des précipitations, paraît jouer un rôle de premier plan dans l'ordre des influences réciproques des facteurs du climat, nous pensons que toutes les recherches dans le domaine de la

radiation permettront, dans un avenir que nous souhaitons prochain, l'explication de beaucoup de phénomènes écologiques du monde végétal.

Etant donnée cette considération, nous nous sommes efforcé de pousser l'investigation aux détails, dans la limite, malheureusement assez modeste, des documents que nous avons pu rassembler. Mais, comme nous l'avons déclaré en plusieurs occasions, toutes nos recherches ne constituent (et ne pourraient prétendre autrement) qu'un travail préparatoire, pour la mise sur pied d'un inventaire des faits observés et des phénomènes sur lesquels les études à venir construiront l'édifice de la vérité.

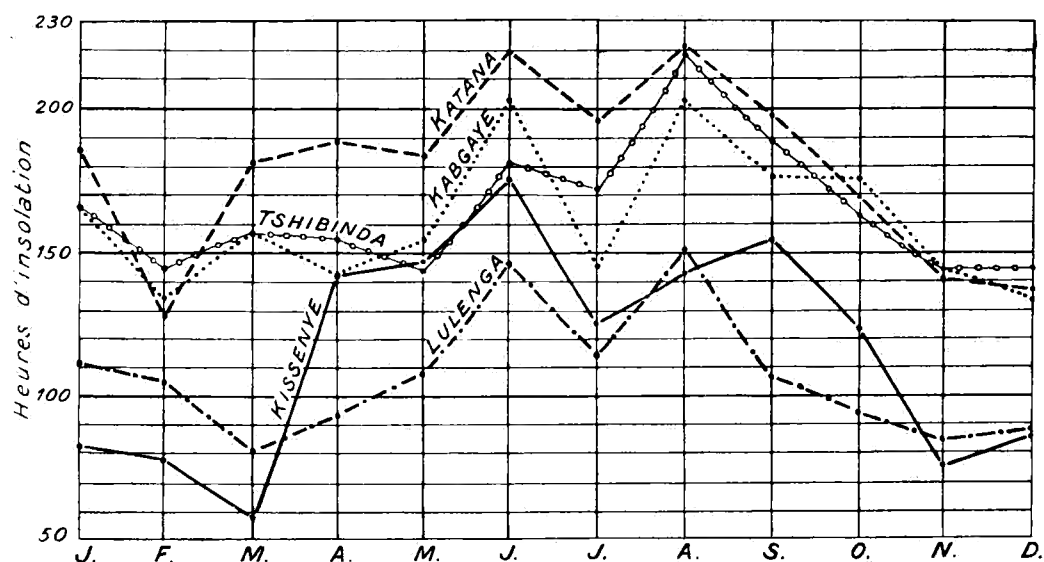
PÉRIODICITÉ ANNUELLE. — Peut-on parler d'une périodicité annuelle? Le passage du soleil aux équinoxes et aux deux solstices mar-



querait une périodicité que le diagramme n° 5, construit pour Tshibinda, paraît établir de manière certaine, tout en tenant compte du petit nombre d'années d'observation. On y remarque deux fléchissements en correspondance des saisons zénithales et deux saillants en correspondance des

saisons solsticiales, en rapport évident avec la nébulosité et indirectement avec la pluviosité. La périodicité est mise davantage en évidence si l'on compare les courbes d'insolation de toutes les stations du réseau où cette observation a été suivie, comme le montre le diagramme n° 6, que nous reproduisons ci-après. Pour ne pas l'encombrer d'un nombre excessif de lignes, nous nous sommes limité à la représentation de l'insolation au cours de 1931, qui nous a paru produire les conditions moyennes du comportement de ce facteur.

Le pourcentage général d'insolation de nos stations concorde assez bien avec celui de la bande équatoriale continentale. Mais l'ensemble des courbes du diagramme n° 6 fait ressortir l'influence particulière exercée



6. Courbes mensuelles d'insolation de l'année 1931 comparées pour les principales stations du réseau.

par la situation topographique de chaque station et plusieurs variantes se détachent du cadre général de la périodicité équatoriale. Variations de « proportion » surtout à mettre en rapport avec l'exposition aux vents supérieurs. L'insolation plus forte appartient, en ordre décroissant, d'abord à deux stations *au vent* de la dorsale congolaise, qui ne diffèrent entre elles que par une proportion diverse de nébulosité, à cause de l'altitude différente (Katana à 1,500 m.; Tshibinda à 2,115 m.); ensuite à une

station située au centre de hauts plateaux à pluviosité plutôt faible (par rapport à leur latitude); enfin, la station de Lulenga *sous le vent* est celle qui a l'insolation moindre en harmonie parfaite avec son régime de pluies de type équatorial. Kissenye, située sous le vent des volcans, mais influencée par le fœhn, a également une faible insolation relative, qui s'accompagne cette fois d'une pluviosité également faible (1,112,0 mm.). Cette station, qui pourtant est située à une altitude à peu près égale à celle de Katana (1,480 m.), doit sa forte nébulosité au voisinage des volcans et sa faible pluviosité au fœhn, qui, s'il entretient un plafond nuageux vraisemblablement moins épais et s'il éloigne une partie des orages, ne produit pas pour cela une plus forte sérénité de ciel.

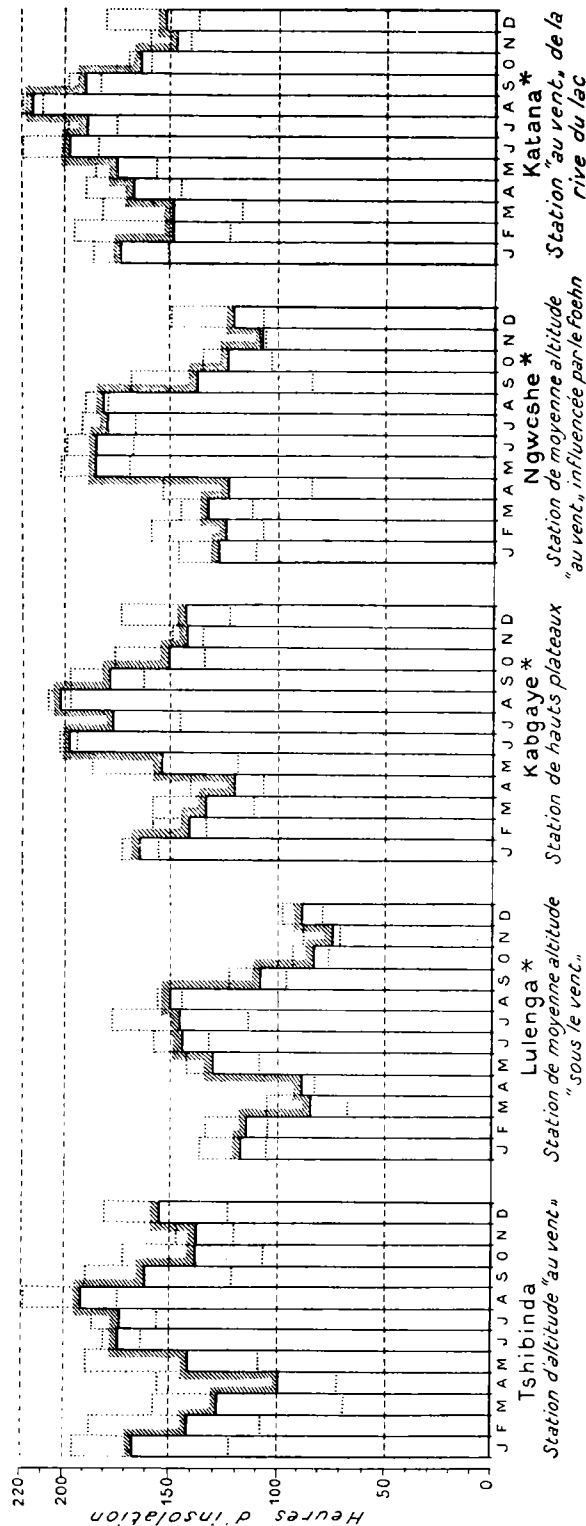
Une autre preuve que la chute globale des pluies est, dans une certaine mesure, indépendante de la nébulosité est le fait que l'action du fœhn s'exerce non tant dans l'élimination des nuages interceptant l'insolation, mais sur l'*épaisseur du plafond nuageux*. Manifestement une diminution de cette épaisseur ralentit le processus des condensations sans éliminer les nuages.

D'autres éléments, que nous appellerons secondaires par rapport à l'élément principal constitué par l'exposition aux vents supérieurs, influencent indirectement l'insolation. Ce sont les poussières et les condensations diffuses qu'elles entraînent. Le fléchissement de juillet, que l'on remarque semblable pour toutes les stations, peut bien être attribué à leur action.

LA MARCHE MENSUELLE DE L'INSOLATION TOTALE. — Elle est mise en évidence par les diagrammes 7, 8, 9, 10, 11, auxquels nous avons donné un ordre de progression en rapport avec la différente situation orographique des stations. L'influence de l'exposition par rapport à l'action dynamique des courants supérieurs et de la situation topographique, en dehors de cette action, ne saurait être plus évidente.

Dans les diagrammes, le pointillé indique l'insolation maximum et l'insolation minimum atteintes dans les divers mois au cours de la période d'observation. Ces extrêmes concordent dans l'ensemble avec les moyennes. Les mois de juin, juillet, août apparaissent les plus ensoleillés, ce qui coïncide *grosso modo* avec la saison sèche du solstice boréal.

INSOLATION MENSUELLE TOTALE MOYENNE COMPARÉE DES DIFFÉRENTES STATIONS DU RÉSEAU . 1928 - 1931.



Un maximum secondaire est démontré en janvier-février et ne correspond pas avec la petite saison sèche que nous avons vue se placer dans la première et dans la deuxième décade de février, mais paraît plutôt en rapport avec le maximum solsticial austral de la radiation (voir climogramme 2).

Les pluies de janvier et du début de février atteignent encore une hauteur bien au-dessus de la limite de 50 mm. que nous avons adoptée comme indice plus élevé d'un mois défini « sec » ; par conséquent, l'insolation relativement forte de janvier n'est explicable que par un régime d'averses donnant lieu à des éclaircies fréquentes. Pour que cela se produise, nous devons supposer que le brassage général de l'air est accéléré à cette époque de l'année.

L'INSOLATION MENSUELLE RELATIVE, exprimée en pour cent de l'insolation possible, caractérise davantage la marche de ce

facteur du climat et nous permet d'établir des comparaisons avec des régions similaires en relation au degré de nébulosité.

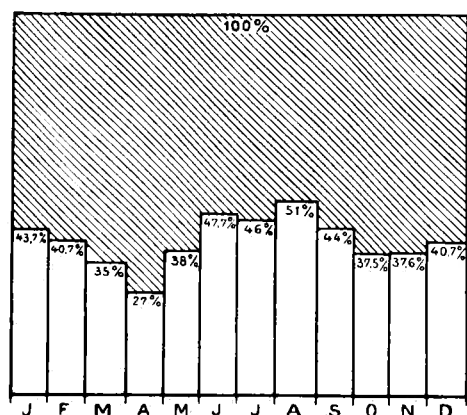
Les diagrammes 12, 13, 14, 15 et 16, disposés dans l'ordre adopté précédemment, confirment les considérations auxquelles nous sommes parvenu. Tantôt le mois d'août, tantôt juin-juillet apparaissent partout les plus ensoleillés, tandis que mars et avril détiennent l'insolation la plus faible. Si l'on se rapporte aux diagrammes de pluie que nous avons donnés, ce minimum absolu d'insolation paraît devoir se rattacher à un maximum mensuel d'intensité pluviale.

Une comparaison intéressante peut être établie avec l'insolation de la Belgique, un des pays parmi les plus nébuleux d'Europe. L'Institut météorologique de Bruxelles (Uccle) nous a fourni quatre diagrammes que nous reproduisons : deux pour l'insolation totale mensuelle et deux pour l'insolation mensuelle relative, choisis pour les années 1920 et 1922, considérées comme fournissant les types moyens de l'insolation sur cette partie de l'Europe occidentale.

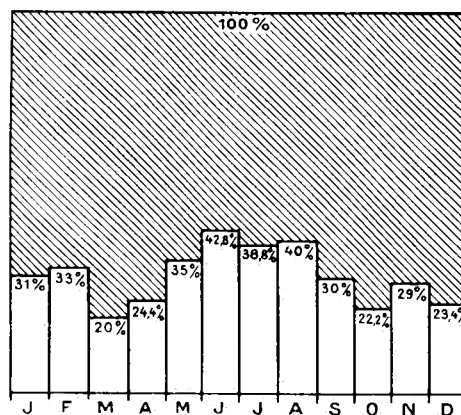
Les mois d'hiver et d'automne en Belgique sont beaucoup moins ensoleillés que les mois équinoxiaux de nos stations équatoriales; l'été, par contre, se rapproche notablement de l'insolation solsticielle de juillet-août. Si l'on considère l'insolation globale de l'année, la seule station de Lulenga, particulièrement nébuleuse, reste au-dessus de l'insolation de Bruxelles.

Ces corrélations entre deux pays géographiquement si différents deviennent facilement compréhensibles si l'on songe aux causes qui entretiennent la nébulosité dans l'un et dans l'autre.

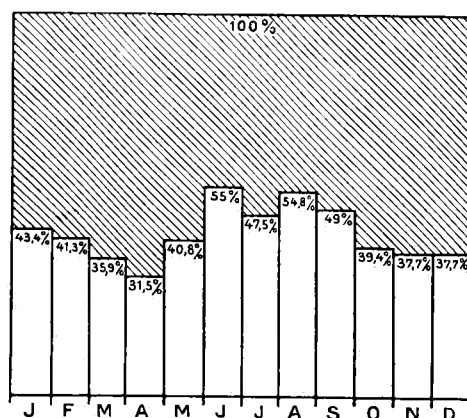
La comparaison est aussi intéressante avec les côtes occidentales de l'Irlande et de l'Ecosse, soumises au régime de l'océan Atlantique. Valencia n'a que 43 % de l'insolation possible en mai, le mois le plus ensoleillé; Stornoway n'a que 37 % du possible. Il faut songer à certaines de nos stations moins ensoleillées pour obtenir des rapprochements sensibles : Lulenga avec 30,6 % ; Ngweshe avec 39,2 %. Les autres stations : Katana avec 47 % ; Tshibinda avec 40,7 % ; Kabgaye avec 43,2 %, ne diffèrent pas trop des pays de l'Europe centrale et occidentale : 45 % pour l'Autriche, 38 % pour l'Allemagne du centre, etc. (voir les tableaux à la fin du chapitre).



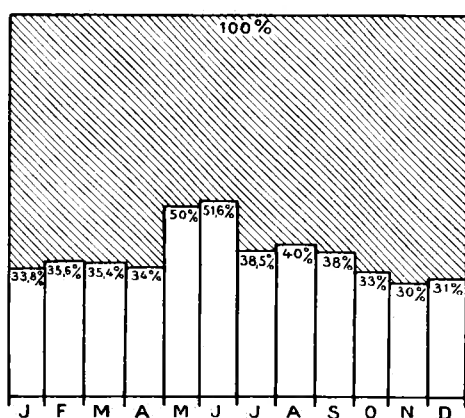
12. TSHIBINDA : INSOLATION MENSUELLE RELATIVE
(moyenne de 1928 à 1931)



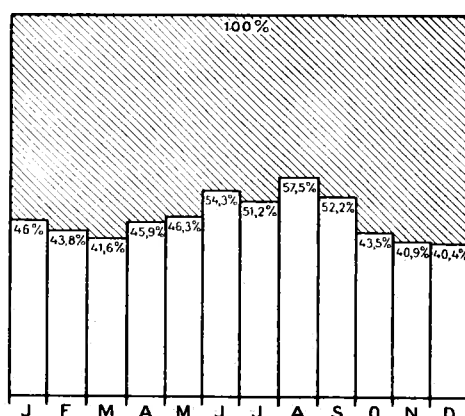
13. LULENGA : INSOLATION MENSUELLE RELATIVE
(moyenne de 1929 à 1931)



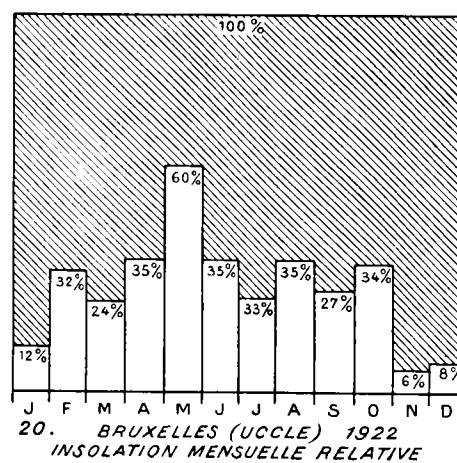
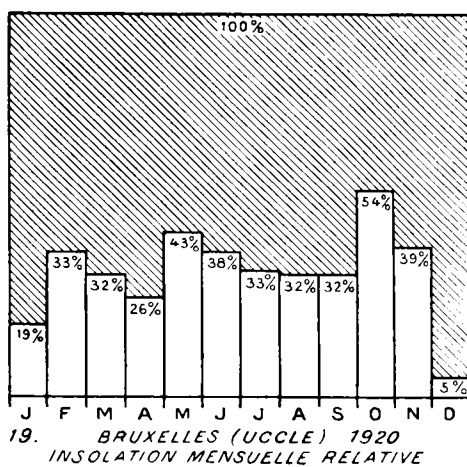
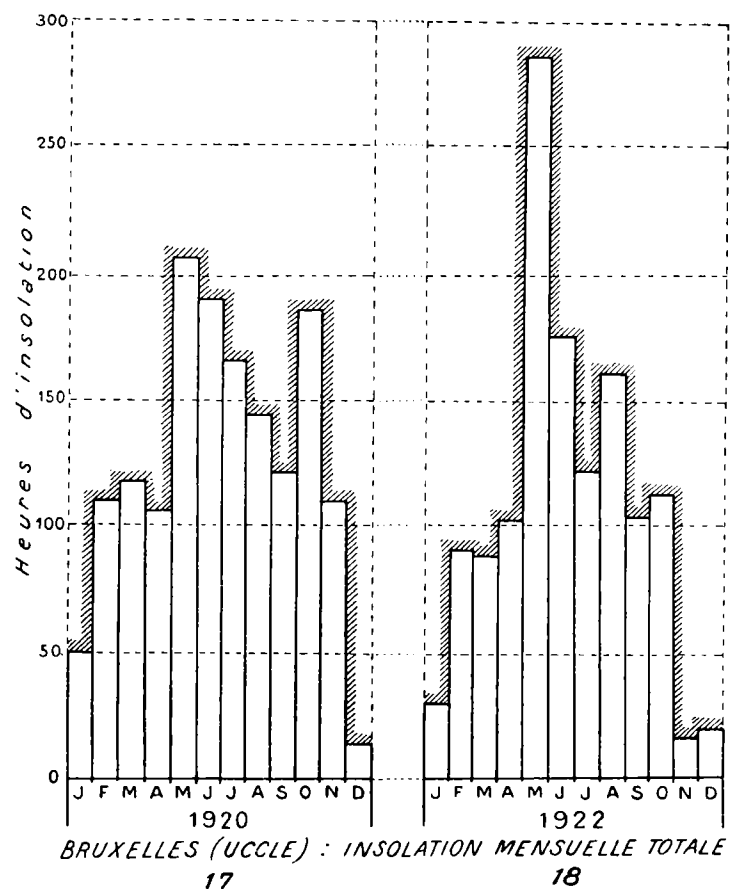
14. KABGAYÉ : INSOLATION MENSUELLE RELATIVE
(moyenne de 1929 à 1931)



15. NGWESHE : INSOLATION MENSUELLE RELATIVE
(moyenne de 1929 à 1931)



16. KATANA (MUGERI) : INSOLATION MENSUELLE RELATIVE
(moyenne de 1929 à 1931)



L'INSOLATION JOURNALIÈRE MOYENNE présente des variations locales, sous l'influence, encore une fois, de l'exposition de la station et de sa situation orographique. Nous avons choisi trois stations typiques : Tshibinda, au vent de la dorsale congolaise; Lulenga, sous le vent des Mufumbiru, et Kabgayé, au centre des hauts plateaux mamelonnés du Ruanda, et pour chacune nous avons construit le diagramme horaire de l'insolation journalière.

Du simple examen des diagrammes il apparaît que l'insolation s'accroît très rapidement dès le lever du soleil, pour atteindre son maximum entre 9 et 11 heures. Après elle décroît sensiblement et un minimum relatif se place entre 12 et 13 heures. La décroissance s'accroît après 14 heures, jusqu'au coucher du soleil.

Si nous établissons une comparaison entre le jour moyen d'insolation à Tshibinda et les deux diagrammes, l'un relatif à la hauteur horaire de la pluie, l'autre à la fréquence horaire de la pluie dans cette même station, il sera facile de voir que la concordance entre la fréquence d'apparition de la pluie et la décroissance rapide de l'insolation est particulièrement régulière aux heures postméridiennes ⁽¹⁾.

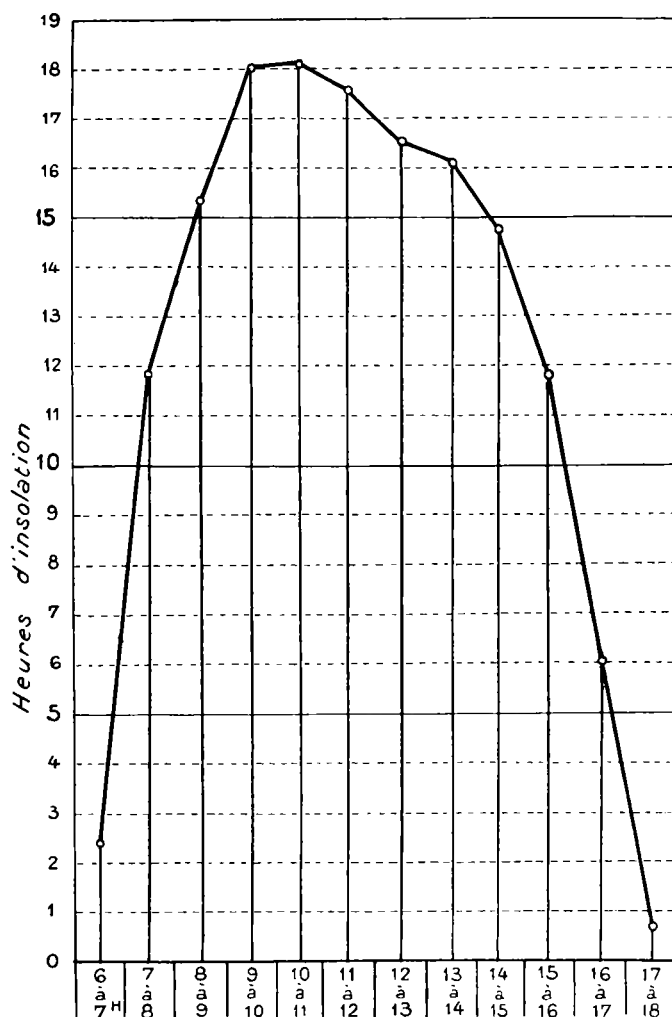
A Kabgayé, où la pluie est sensiblement moins fréquente qu'à Tshibinda, le maximum journalier de l'insolation se place entre 9 et 14 heures, ce qui rapproche cette station et le Ruanda tout entier du régime des latitudes tropicales.

Nous avons pensé qu'il était utile, aux fins surtout de l'agriculture, d'établir les *variations du jour moyen d'insolation* au cours de l'année. Nous avons construit le diagramme représenté dans la planche IV hors texte.

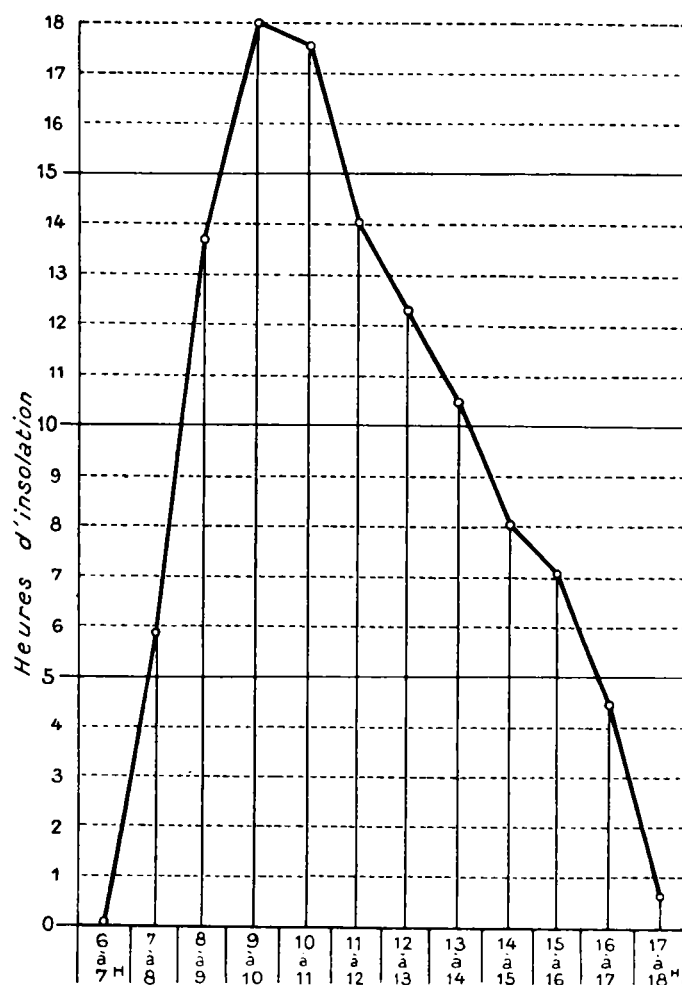
La périodicité annuelle est mise davantage en évidence par les écarts fort sensibles que l'on remarque en correspondance des équinoxes entre les extrêmes du jour saisonnier d'insolation. Si nous disposions d'un plus grand nombre d'années d'observations, l'écart serait encore plus important. A l'approche des solstices, le jour moyen d'insolation devient plus régulier et atteint la plus grande uniformité pendant le groupe des mois du

(¹) V. chap. XIII, p. 94 de notre mémoire préliminaire : *Les Précipitations dans le bassin du Kivu et dans les zones limitrophes du fossé tectonique.*

solstice boréal (juin, juillet, août). L'insolation atteint à cette époque de l'année son maximum principal (51,4 %); en janvier elle atteint un deuxième maximum (43,7 %), et il ne diffère du précédent que par la « durée



21. COURBE MOYENNE DE L'INSOLATION JOURNALIÈRE à TSHIBINDA pendant la période 1928 - 1931



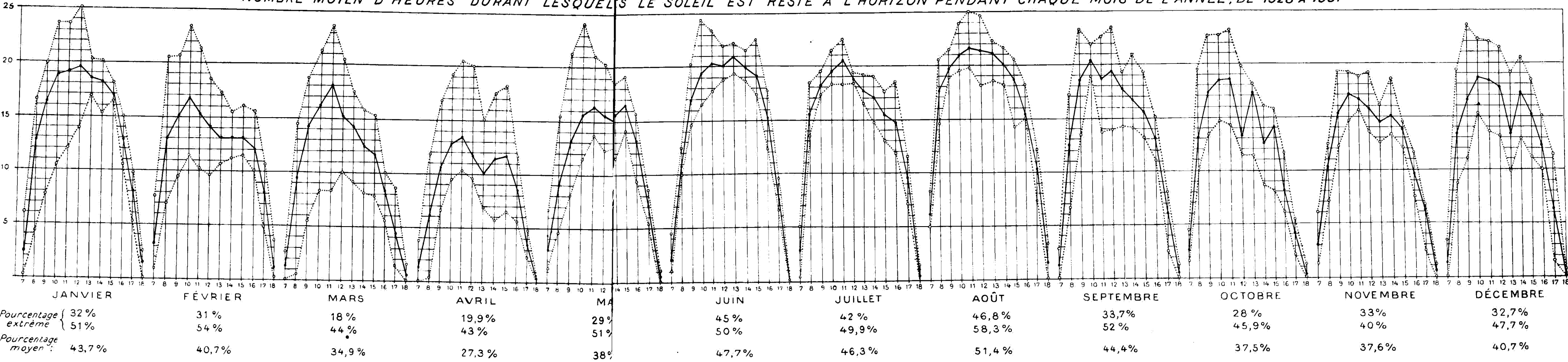
22. COURBE MOYENNE DE L'INSOLATION JOURNALIÈRE à LULENGA pendant la période 1929 - 1931

moindre » de la période, car la durée d'insolation décroît très rapidement après que le soleil a atteint le solstice austral. Le premier maximum coïncide plus ou moins avec ce que nous avons appelé conventionnellement la grande saison sèche (située entre le 11 juin et le 31 juillet); le second précède la petite saison sèche. Deux mois de forte insolation, pour Tshibinda,

Planche

TSHIBINDA

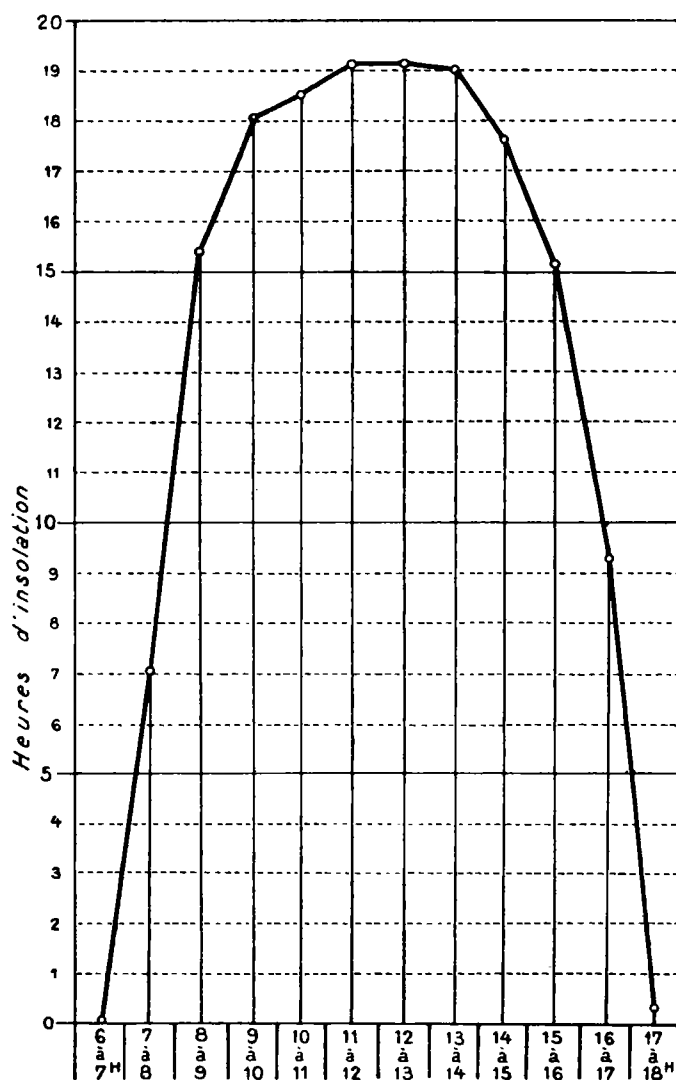
NOMBRE MOYEN D'HEURES DURANT LESQUELS LE SOLEIL EST RESTÉ À L'HORIZON PENDANT CHAQUE MOIS DE L'ANNÉE, DE 1928 À 1931



Pourcentage moyen général: 40,7 %

août et janvier, ne sont nullement des mois secs dans le sens strict (voir diagramme des pluies n° 7 dans le mémoire précité).

Quant à la répartition horaire de l'insolation dans les diverses saisons,



23. COURBE MOYENNE DE L'INSOLATION JOURNALIÈRE
à KABGAYE pendant la période 1929 - 1931

nous pouvons conclure que le maximum journalier que nous avons vu s'établir normalement vers 10 heures se déplace vers les heures postméri-diennes, au fur et à mesure que l'on s'approche des solstices, principale-

ment du solstice boréal. Juillet semble faire exception et nous en attribuons la cause aux condensations diffuses (brumes, voiles légers de nuages stratiformes, etc.) provoquées par les poussières et l'humidité relative de l'atmosphère encore élevée.

Les crochets que l'on observe dans les courbes moyennes d'octobre et de décembre, notamment, sont à attribuer au passage d'orages, particulièrement fréquents à cette époque de l'année (voir le diagramme sur la fréquence des orages à Tshibinda, publié page 59 de notre mémoire préliminaire précité).

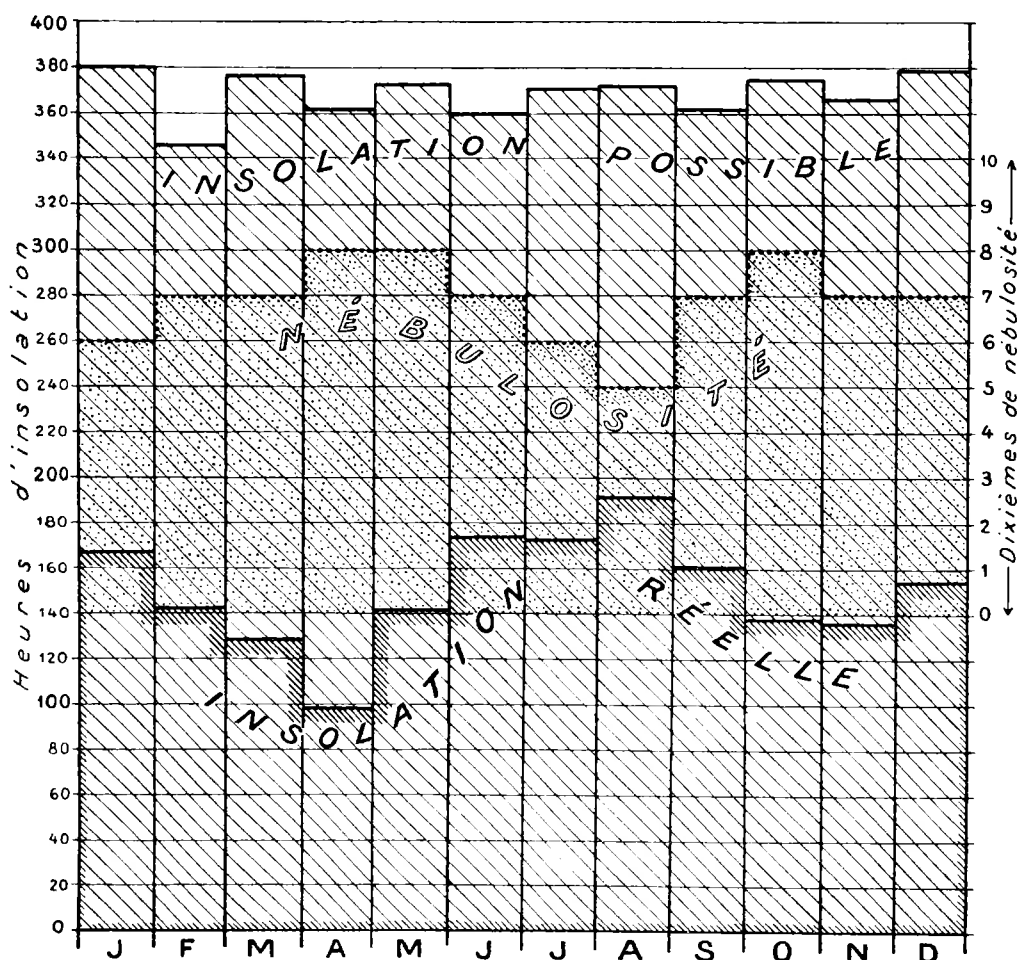
LA DURÉE DE L'INSOLATION PAR RAPPORT A L'ALTITUDE est en corrélation avec la hauteur du plafond nuageux, avec l'exposition (par rapport aux courants supérieurs) et enfin, sur ces territoires de montagne, avec la répartition des différents types climatiques qui y convergent.

Au cours de notre exposé sur les précipitations, nous avons constaté une zone de précipitations maxima s'établissant à près de 2,400 m. d'altitude, au-dessus de laquelle, à environ 3,000 m., s'établit le niveau inférieur moyen du plafond nuageux. Si nous prenons comme base la distribution des pluies en altitude, nous pouvons croire à l'existence d'une zone d'insolation minimum se plaçant entre 2,300 et 3,000 m. d'altitude, et de deux zones d'insolation maximum, l'une à une altitude de 800-1,000 m. au-dessus des plaines lacustres, au Nord du lac Tanganyka et au Sud du lac Édouard; la seconde, située peut-être sur les sommets plus élevés entre 4,000 et 4,500 m. Ces extrêmes sont reliés naturellement par une série d'échelons intermédiaires, qui dépendent non tant du fait d'appartenir à une altitude plus ou moins éloignée de la limite du minimum, mais de l'action d'influences locales, déterminées en premier lieu par l'*exposition*, ensuite par les accidents du terrain. En général, *une station sous le vent est moins ensoleillée qu'une station au vent*. Pour les montagnes au-dessus de 3,000 m., l'insolation doit être sujette à de grandes variations selon l'altitude des cimes, leur orientation, la forme et l'inclinaison des pentes.

Deux données de fait nous sont acquises : Katana avec 47 % et Tshibinda avec 40,7 %, les deux stations appartenant à la même exposition. Il est fort probable que l'insolation des territoires à régime climatique tropical atteigne des valeurs dépassant 52-55 %, ce qui correspond

aux districts pluvieux du climat méditerranéen (52 % pour l'Italie septentrionale; 68 % pour l'Espagne centrale).

LA NÉBULOSITÉ. — L'estimation par dixièmes de ciel couvert a été laissée à l'appréciation de l'observateur. Aucune évaluation de nuit n'a été



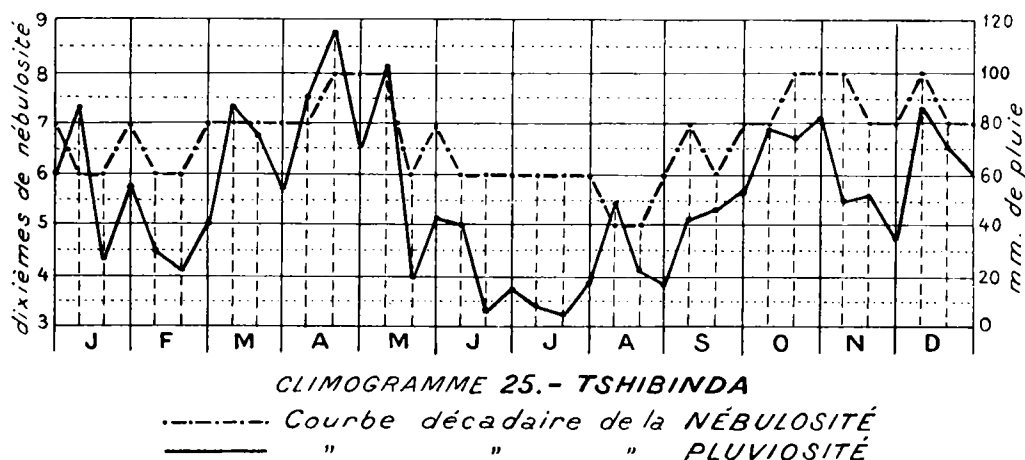
24. TSHIBINDA : MOYENNE DE L'INSOLATION POUR 1928-1931
 " DE LA NÉBULOSITÉ POUR 1928-1932

possible; de sorte que nos observations se rapportent exclusivement à la nébulosité diurne. L'observation méthodique n'a été possible qu'à la station principale de Tshibinda et à la station de Nyundo; par conséquent, toutes nos considérations se limitent à ces deux localités, assez typiques et différentes pour que nos conclusions acquièrent quelque intérêt.

Le climogramme 24, qui réunit la courbe de l'insolation possible, la courbe de l'insolation réelle et la courbe de nébulosité, nous permet de saisir les rapports existant entre ces trois éléments. La concordance est étroite entre la *marche annuelle* de la nébulosité et la périodicité annuelle de l'insolation. La nébulosité atteint les 8/10 au passage du soleil aux deux équinoxes, avec une persistance double à l'équinoxe austral, contre un minimum principal de 5/10 au mois d'août (après le solstice boréal) et un minimum secondaire de 6/10 au solstice austral (janvier).

D'un côté et de l'autre du minimum d'août, la nébulosité du ciel paraît s'équilibrer pendant les deux saisons de pluie, mais la plus forte nébulosité est de plus longue durée pendant la saison des pluies de l'équinoxe austral que pendant celle de l'équinoxe boréal. Cela fournit une nouvelle démonstration du caractère différent des précipitations dans les deux saisons : dans la première, qui n'est pas la plus importante au point de vue de la hauteur d'eau atteinte ⁽¹⁾, prévalent les pluies fines et de longue durée (forte nébulosité); dans la seconde prévalent les averses (éclaircies fréquentes).

Cette corrélation intéressante est mise davantage en évidence dans le



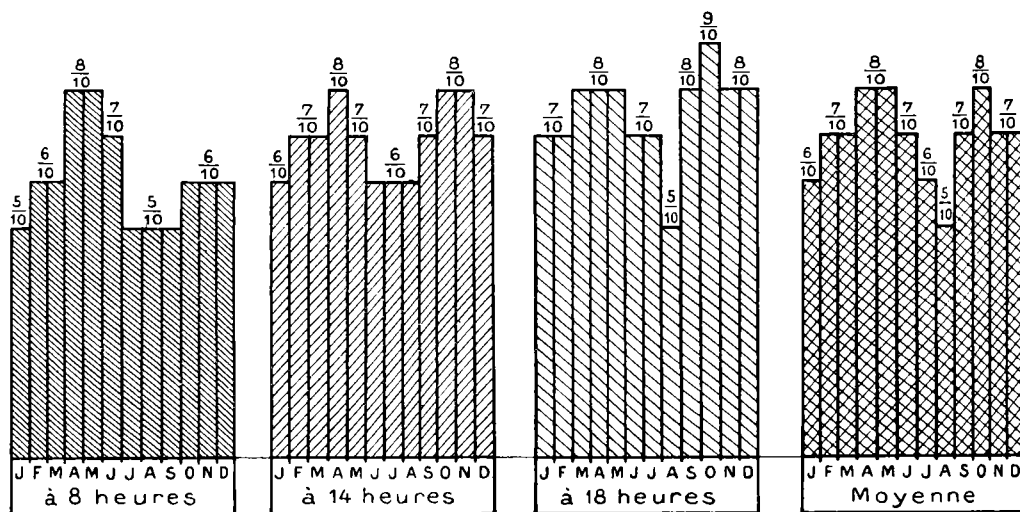
climogramme 25, dans lequel la pluie et la nébulosité à la station de Tshibinda sont représentées par des courbes décadaires. Il faut rappeler que la seconde saison pluvieuse se termine au minimum secondaire de février (petite saison sèche).

(1) Voir tableaux pp. 86-87 du mémoire précité.

L'écart entre les extrêmes saisonniers est faible, la moyenne pouvant se fixer autour de 7/10, ce qui précise, sous ce rapport, le caractère équatorial de notre région. Nos résultats sont exactement comparables à certaines des stations plus typiques de la bande équatoriale : à Manaos, dans la forêt de l'Amazonie, l'état du ciel est entre 6/10 et 7/10 dans chaque mois de l'année, la saison sèche étant aussi couverte que la saison pluvieuse; à Para, sur la côte, la moyenne est également de 7/10, mais enregistre 8/10 pendant la saison des pluies, 4/10 pendant la saison sèche; Batavia a une nébulosité de 7/10, mais l'écart demeure sensible entre le mois d'août, le plus sec, et les saisons de pluie (Kendrew).

Nous avons cité une station de forêt et deux stations maritimes. Il peut apparaître curieux, au premier abord, que Tshibinda, station continentale, ait une nébulosité égale. Le contact de la grande forêt dense, l'altitude et le voisinage du niveau inférieur du plafond nuageux peuvent expliquer cette anomalie apparente.

LA DISTRIBUTION HORAIRE DE LA NÉBULOSITÉ au cours de l'année, exprimée par le diagramme 26, montre sa progression constante des



26. DISTRIBUTION HORAIRE DE LA NÉBULOSITÉ À TSHIBINDA (1928-1932)

heures matinales aux heures postméridiennes dans tous les mois de l'année. Une seule exception est donnée par le mois d'août, qui présente une nébulosité minima de 5/10 à 8 heures et à 18 heures. En ordre

décroissant, ce minimum n'est plus atteint qu'à 8 heures en janvier, en juillet et en septembre. Cette caractéristique d'un minimum de nébulosité et par conséquent d'une insolation intense le matin est commune à la plupart des régions équatoriales.

La nuit est certainement moins nuageuse que le jour, surtout dans les stations ayant une exposition au vent, en plus grande mesure dans les stations d'altitude et de haute altitude. Nous croyons, à la suite de nos observations personnelles, pouvoir admettre deux minima de nébulosité au cours de la nuit : l'un vers 21 heures, l'autre entre 4 et 5 heures, avant l'aube. La raison probable du premier minimum réside dans la brise de montagne, courant descendant qui dissout souvent les nuages accrochés aux pentes ; le second minimum, du reste moins fréquent, est dû vraisemblablement à l'approche du minimum thermique qui produit des condensations à proximité du sol. Les écarts extrêmes pour l'année entre ces minima nocturnes sont vraisemblablement atteints au mois d'août, le plus ensoleillé.

La nébulosité, soit diurne, soit nocturne, a certainement une progression générale dirigée de l'Est à l'Ouest ; des plateaux semi-arides du Ruanda oriental vers la cuvette congolaise, avec des variations « locales » à hauteur des deux dorsales du fossé tectonique, et deux autres progressions décroissantes : l'une dirigée vers le Nord et le Nord-Est, longeant la dépression tectonique des lacs Édouard et Albert, jusqu'à pénétrer dans le domaine du climat soudanien ; l'autre dirigée au Sud, le long du fossé du Tanganyka, jusqu'à rejoindre le climat tropical de la Rodhésie.

Par contre, en se maintenant sur la ligne de partage de la grande dorsale congolaise, nous devons trouver, surtout sur le versant occidental, tous les degrés de transition donnant passage aux maxima de l'équateur thermique. Au-dessus du massif du Ruwenzori doit se trouver un maximum important. Les dorsales et le massif volcanique ⁽¹⁾ du Kivu sont le centre de plus forte nébulosité de cette région de l'Afrique Centrale. La nébulosité suit évidemment les lignes de plus forte humidité. On pourrait

(1) L'habitude s'est répandue chez certains auteurs et plus particulièrement chez les journalistes qui décrivent ces pays de l'Afrique Centrale, d'appeler le massif volcanique du Kivu : « massif volcanique des Virunga », ignorant qu'ils écrivent ainsi un pléonasme, car Virunga signifie : volcans.

ainsi tracer des *isonèphes* suivant assez fidèlement les isohypses du relief et l'étendue des grands massifs forestiers du versant atlantique.

Si l'on consulte la carte des isonèphes d'après Shaw, on verra que l'isonèphe de 7/10 trouvée pour Tshibinda se retrouve dans la limite Nord du bassin du Congo et de l'Ubanghi, des deux côtés de l'équateur géographique; sur les côtes équatoriales brésiliennes du Pacifique, à l'île Sainte-Hélène, dans certaines parties de l'archipel malais et de l'Est Indo-Chinois. En Europe, une nébulosité pareille ne se retrouve qu'à l'Ouest de l'Irlande, déjà mentionnée, sur les côtes norvégiennes et à l'Est de la Finlande. Dans l'hémisphère austral il faut approcher la latitude de 60° Sud.

L'isonèphe de 6/10 couvre une grande partie de l'Afrique Centrale Equatoriale avec une progression décroissante de l'Atlantique à l'océan Indien. Les côtes de l'Est-Africain et partie des hauts plateaux de l'intérieur n'ont plus que l'isonèphe de 5/10 et de 4/10.

LA FORME DES NUAGES est sujette à des variantes de peu d'importance au cours de l'année et au cours de la journée. L'espèce dominante pendant toute l'année est le cumulus, analogue à celle que l'on connaît pour les pays de la bande équatoriale. Durant les saisons des pluies zénithales, les cumulus, qui se forment dès le lever du soleil, évoluent graduellement au cumulo-nimbus dans les heures méridiennes et postméridiennes; ils sont presque toujours doublés de nuages bas, déchiquetés, formant rouleau (cumulo-nimbus arcus) et s'allongeant jusqu'à proximité du sol; ces nuages sont annonciateurs d'averses. Assez souvent, vers le coucher du soleil, surtout si des orages se sont épuisés dans le courant de l'après-midi, le plafond nuageux évolue au genre strato-cumulus (strato-cumulus vespéralis) et occupe de larges parties du ciel à l'Ouest, tandis que des éclaircies étendues se produisent à l'Est. Pendant la nuit le plafond évolue parfois, soit au genre nimbo-stratus, soit au genre alto-cumulus, et donne lieu à des pluies fortes sans caractère d'averse ou à des pluies fines persistant plusieurs heures.

Pendant la saison sèche, le genre cumulus est toujours la note dominante de l'état du ciel, mais il n'est pas rare d'observer des nuages d'alti-

tude tels que les alto-stratus et les nuages supérieurs du genre cirrus, cirro-cumulus et cirro-stratus.

Les nuages dominants dans la haute montagne par temps pluvieux sont les status, très souvent accompagnés de traînées ou de lambeaux de fracto-stratus. Exceptionnellement, ces nuages peuvent descendre jusqu'à un niveau inférieur de 2,000 m. En l'absence de pluies on peut observer des bancs étendus de cumulus puissants (*cumulus congestus*), mélangés de strato-cumulus formés par étalement de cumulus, restant accrochés à des massifs montagneux importants. Cette forme du plafond est plus fréquente aux heures vespérales et pendant la nuit. Notre photo n° 12 montre un de ces bancs couvrant entièrement de l'Est à l'Ouest et du Nord au Sud le massif volcanique des Mufumbiru. La photo a été prise le 9 juin 1929, peu après le lever du soleil.

Nous avons également observé l'horizon occupé entièrement par une couche de strato-cumulus opacus, mais cette forme peu fréquente se manifeste de préférence la nuit.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- R. ASSMANN, Die Sonnenstrahlung. (Zeitschrift *Das Wetter*, Berlin, 1900.)
KASSNER, Ueber die Aufstellung der Sonnenstrahlung in den Schweizeralpen. (*Meteorologische Zeitschrift*, Heft 5, 1916.)
C. E. P. BROOKS, The relation between Duration of bright sunshine registered by Campbell Sunshine Recorder and the estimated amount of Clouds. (*Professional Notes*, n° 53, London, 1929.)
P. HOLDFLEISS, Action de l'insolation sur les terrains de nature différente. (*La Météorologie*, numéro spécial, janvier-juin 1930, p. 204.)
A. SHAW, *Manual of Meteorology*, London.
OFFICE NATIONAL MÉTÉOROLOGIQUE DE FRANCE, *Atlas international des nuages et des états du ciel*, Paris, 1930.
-

L'insolation à Tshibinda pour les années 1928 à 1931
(2° 19' 20" Lat. S. — 28° 45' 25" Long. G.) 2,115 mètres d'altitude.

Année 1928

Heures pendant lesquelles l'insolation est possible.	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18
Totaux annuels d'insolation horaire	25 ^h ,55'	139,55	203,45	220,45	233,45	219,50	207,55	187,55	179,50	143,35	67,05	10,30
Moyennes annuelles d'insolation horaire	2,09	11,39	16,58	18,23	19,29	18,19	17,19	15,59	14,59	11,58	5,35	0,52
Pourcentage annuel	7	38,20	55,74	62,04	64,00	60,13	56,36	51,38	49,18	39,27	18,34	2,84

Année 1929

Totaux annuels d'insolation horaire	52 ^h ,25'	170,40	215,30	231,30	217,55	202,25	189,35	185,55	172,50	135,10	71,45	4,05
Moyennes annuelles d'insolation horaire	4,22	14,13	17,57	19,16	18,09	16,52	15,48	15,29	14,24	11,16	5,59	0,20
Pourcentage annuel	14,31	46,68	59,00	63,34	59,60	55,41	51,87	50,83	47,26	37,01	19,57	1,11

Année 1930

Totaux annuels d'insolation horaire	22 ^h ,15'	105,25	115,15	183,10	183,00	179,35	174,25	176,10	166,30	130,25	71,50	9,20
Moyennes annuelles d'insolation horaire	1,51	8,47	12,56	15,15	15,15	14,57	14,32	14,41	13,52	10,52	5,59	0,46
Pourcentage annuel	6,12	28,83	42,78	50,16	50,14	49,13	47,74	48,25	45,56	35,63	19,60	2,55

Année 1931

Totaux annuels d'insolation horaire	35 ^h ,10'	163,15	200,00	232,05	239,40	230,10	208,05	208,15	197,15	166,20	94,50	12,15
Moyennes annuelles d'insolation horaire	2,56	13,36	16,42	19,20	19,58	19,11	17,20	17,21	16,26	13,51	7,54	1,01
Pourcentage annuel	9,62	44,70	54,90	63,57	65,59	63,04	57,00	57,02	54,01	45,53	25,90	3,33

Totaux mensuels et pourcentage d'insolation à Tshibinda, par rapport à l'insolation possible.

Mois de l'année	Insolation possible. (heures).	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation % %						
				Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation % %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation % %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation % %
Janvier . . .	379 45	195,00	51,39	170,50	44,93	123,00	32,44	178,45	47,00
Février . . .	354,46	129,00	36,39	186,50	54,19	107,40	31,37	143,20	41,83
Mars	376,39	142,55	38,14	148,00	39,32	68,50	18,20	157,35	44,73
Avril	362,00	77,05	19,90	96,50	26,65	73,50	20,04	155,00	43,00
Mai	372,31	109,15	29,31	189,40	51,11	123,45	33,15	144,40	38,30
Juin.	360,00	170,55	47,09	179,20	49,77	163,25	45,32	180,20	50,05
Juillet . . .	371,29	180,00	48,48	156,40	42,12	185,55	49,96	170,10	45,78
Août	372,00	191,15	51,40	174,25	46,80	183,45	49,31	219,05	58,88
Septembre .	361,30	159,55	44,16	174,25	48,23	122,05	33,78	188,30	52,33
Octobre. . .	375,37	171,50	45,95	106,55	28,38	114,55	30,52	161,50	45,69
Novembre .	366,00	147,40	40,27	141,20	38,58	120,45	33,00	143,05	39,08
Décembre .	379,45	181,00	47,70	124,20	32,73	169,25	44,60	144,20	38,00

L'indication de durée de l'insolation possible a été fournie par l'Observatoire Astronomique d'Uccle (Bruxelles).

L'Insolation à Ngweshe pour les années 1929 à 1931 (2°42' Lat. S. — 28°38'30" Long. G.) : 1,730 m. d'altitude.

Année 1929

Heures pendant lesquelles l'insolation est possible.	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18
Totaux annuels d'insolation horaire	0h,40'	92,25	221,35	256,40	259,50	245,55	211,05	199,45	174,55	128,00	57,05	2,35
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,03	7,42	18,29	21,21	21,40	20,30	17,35	16,39	14,34	10,40	4,45	0,13
Pourcentage annuel	0,01	25,27	60,70	70,16	71,09	67,27	57,82	51,90	47,82	35,07	15,63	0,64

Année 1930

Totaux annuels d'insolation horaire	1h,25'	56,10	165,17	201,30	217,27	216,25	216,07	198,05	163,20	107,37	46,05	1,40
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,07	4,41	13,46	16,48	18,07	18,02	18,00	16,30	13,37	8,58	3,50	0,08
Pourcentage annuel	0,33	15,37	45,25	55,15	59,50	59,23	59,19	54,26	44,71	29,41	12,61	0,38

Année 1931

Totaux annuels d'insolation horaire	1h,40'	47,25	195,20	239,05	246,50	242,45	236,20	214,35	176,05	127,50	54,50	0,45
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,05	3,57	16,07	19,55	20,34	20,17	19,41	17,53	14,40	10,40	4,34	0,04
Pourcentage annuel	0,30	12,94	52,93	65,49	67,53	66,39	64,71	58,72	48,23	65,07	12,19	0,12

Totaux mensuels et pourcentage d'insolation à Ngweshe par rapport à l'insolation possible.

Mois de l'année.	Année 1929			Année 1930			Année 1931		
	Insolation possible (heures).	Totaux mensuels d'insolation effective (heures)	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %		
Janvier	380,16	145,45	38,28	110,00	28,93	130,35	34,28		
Février	343,00	158,25	43,80	107,00	31,19	110,05	32,08		
Mars	377,10	144,15	38,22	112,20	30,00	143,25	38,00		
Avril	362,00	136,25	37,64	83,30	23,01	152,35	42,08		
Mai	372,00	200,55	53,91	168,30	45,24	188,55	50,68		
Juin	359,30	198,35	55,20	167,05	46,49	191,25	53,23		
Juillet.	370,58	191,05	51,55	182,15	49,15	166,00	44,80		
Août	372,00	190,05	51,08	185,25	50,00	179,05	48,21		
Septembre	361,30	167,40	46,33	82,55	22,84	164,30	45,47		
Octobre	376,08	103,10	27,41	134,45	35,75	135,15	35,93		
Novembre	366,00	106,25	30,83	107,48	29,36	109,15	30,00		
Décembre	379,45	107,25	28,22	149,35	39,09	109,55	28,87		

L'indication de durée de l'insolation possible a été fournie par l'Observatoire Astronomique d'Uccle (Bruxelles).

Totaux mensuels et pourcentage d'insolation à Lulenga par rapport à l'insolation possible.

Mois de l'année.	Année 1929			Année 1930			Année 1931		
	Insolation possible (heures).	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %
Janvier	378,12	137,00	36,30	106,00	28,03	111,45	29,48		
Février	344,36	134,00	39,26	108,10	31,67	105,25	30,80		
Mars	376,08	105,30	28,00	66,00	10,75	80,43	21,39		
Avril	362,30	82,00	21,80	90,36	24,93	92,00	25,39		
Mai	373,33	141,55	38,00	142,20	38,08	109,15	29,23		
Juin	361,30	157,05	46,23	133,05	36,82	146,34	45,48		
Juillet	373,02	145,44	39,00	177,20	47,77	114,10	29,86		
Août	373,02	144,55	38,75	155,15	41,86	150,02	40,48		
Septembre	362,30	123,40	34,06	96,30	26,59	107,00	29,53		
Octobre	375,37	76,05	20,26	82,30	21,91	92,50	24,64		
Novembre	365,00	88,20	24,16	80,45	22,04	83,35	22,83		
Décembre	378,12	79,05	20,90	98,25	26,00	88,38	23,37		

L'indication de durée de l'insolation possible a été fournie par l'Observatoire Astronomique d'Uccle (Bruxelles).

**L'insolation à Lulenga (Rogari) pour les années 1929-1931 (1°24'40" Lat. S. — 29°22'20" Long. G.)
1,800 mètres d'altitude.**

Année 1929

Heures pendant lesquelles l'insolation est possible.	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18
Totaux annuels d'insolation horaire . .	0 ^h ,50'	84,40	179,35	214,12	208,15	177,23	145,30	126,15	107,12	105,05	61,20	8,02
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,04	6,49	14,58	17,51	17,21	14,47	12,75	10,31	8,56	8,45	5,07	0,40
Pourcentage annuel	0,0	22,30	46,40	58,66	57,03	48,55	39,81	34,56	29,35	28,78	16,77	2,20

Année 1930

Totaux annuels.	0 ^h ,40'	73,20	161,55	216,25	209,35	177,50	154,40	123,05	98,35	70,40	41,45	8,25
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,03	6,06	13,30	18,00	17,28	14,49	12,53	10,15	8,13	5,53	3,29	0,42
Pourcentage annuel	0,11	20,05	44,26	59,24	54,62	48,63	42,30	33,71	26,97	19,29	11,35	2,26

Année 1931

Totaux annuels d'insolation horaire . .	0 ^h ,27'	50,92	118,40	225,52	198,44	160,07	136,49	113,42	92,27	88,45	58,21	8,01
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,02	4,10	12,23	18,49	16,34	13,20	11,24	9,28	7,42	7,24	4,52	0,41
Pourcentage annuel	0,07	13,70	40,66	61,79	54,37	43,85	37,40	31,07	25,28	24,23	15,94	2,20

L'insolation à Kabgaye pour les années 1929 à 1931 (2°05'59" Lat. S — 29°45' Long. G.) : 1,867 m. d'altitude.

Année 1929												
Heures pendant lesquelles l'insolation est possible.	6-7	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18
Totaux annuels d'insolation horaire . .	0 ^h ,00'	93,15	195,10	207,25	231,00	234,40	240,05	236,30	213,35	185,55	109,40	7,15
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,00	7,46	16,16	17,17	19,45	19,33	20,00	19,49	17,48	15,30	9,08	0,36
Pourcentage annuel	0,0	25,51	53,45	56,78	63,28	64,22	65,75	64,74	58,45	50,53	30,00	2,00
Année 1930												
Totaux annuels d'insolation horaire . .	0 ^h ,25'	73,00	167,30	204,05	209,25	226,45	225,35	225,40	221,30	176,45	108,00	9,05
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,02	6,05	14,00	17,00	17,22	18,54	18,50	18,50	18,30	14,44	9,00	0,45
Pourcentage annuel	0,07	20,00	45,83	55,89	57,35	62,04	61,74	61,75	60,63	48,34	29,56	2,45
Année 1931												
Totaux annuels d'insolation horaire . .	0 ^h ,00'	93,45	192,20	218,20	227,30	229,05	224,55	227,00	210,30	191,25	116,35	7,35
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,00	7,48	16,01	18,11	18,57	19,01	18,44	18,55	17,32	15,57	9,43	0,38
Pourcentage annuel	0,0	25,60	52,65	59,78	62,27	62,72	61,52	62,19	57,61	52,39	31,87	2,01

Totaux mensuels et pourcentage d'insolation à Kabgaye, par rapport à l'insolation possible.

Mois de l'année.	Année 1929			Année 1930			Année 1931		
	Insolation possible (heures).	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %
Janvier	379,14	172,35	45,46	155,25	40,92	166,25	43,82		
Février	342,04	158,35	46,30	134,50	39,03	134,35	39,28		
Mars	376,39	137,10	36,42	112,00	29,25	158,35	42,04		
Avril	362,00	107,25	29,37	115,20	29,06	141,05	38,64		
Mai	373,02	187,35	50,22	120,20	32,22	154,10	41,31		
Juin	360,30	198,35	55,05	194,25	53,91	202,40	56,17		
Juillet	372,00	185,20	49,78	200,35	53,59	146,20	39,30		
Août	374,31	197,30	53,26	208,35	56,96	202,25	54,32		
Septembre	362,00	197,55	54,57	162,35	44,84	177,45	49,00		
Octobre	375,37	139,40	37,13	135,15	36,34	176,35	47,51		
Novembre	365,30	148,55	40,66	136,20	37,35	143,55	39,21		
Décembre	379,14	123,15	32,48	173,05	45,64	133,40	35,19		

L'indication de durée de l'insolation a été fournie par l'Observatoire Astronomique d'Uccle (Bruxelles).

L'insolation à Katana (Mugeri) pour les années 1929-1931 (2°12'50" Lat. S.-28°51'30" Long. G) 1500 m. altitude.

Année 1929												
Heures pendant lesquelles l'insolation est possible.	7-6	7-8	8-9	9-10	10-11	11-12	12-13	13-14	14-15	15-16	16-17	17-18
Totaux annuels d'insolation horaire . .	10 ^h ,30'	80,20	193,35	243,05	254,20	261,00	251,35	252,20	234,00	191,15	95,45	18,10
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,53	6,42	16,08	20,45	21,11	21,45	20,58	21,01	19,30	15,56	7,59	1,31
Pourcentage annuel	2,82	21,92	53,00	66,59	69,64	71,51	69,00	69,09	64,12	52,37	26,15	5,00
Année 1930												
Totaux annuels d'insolation horaire . .	6 ^h ,44'	99,44	186,14	227,20	238,22	248,42	243,40	239,12	221,14	176,44	86,12	15,20
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,33	8,18	15,31	18,56	19,51	20,43	20,18	19,56	18,26	14,43	7,21	1,17
Pourcentage annuel	1,76	27,23	51,00	62,25	65,26	68,06	66,68	65,51	60,60	48,33	23,59	4,16
Année 1931												
Totaux annuels d'insolation horaire . .	9 ^h ,20'	135,50	206,40	239,00	249,00	249,00	244,40	242,40	239,55	201,40	109,30	23,40
Moyennes annuelles d'insolation horaire	0,46	11,19	17,13	19,55	20,45	20,45	20,23	20,14	19,59	16,48	9,08	1,50
Pourcentage annuel	52,2	37,12	56,55	65,48	68,22	68,22	66,96	66,41	65,63	55,18	30,00	6,41

Totaux mensuels et pourcentage d'insolation à Katana (Mugeri), par rapport à l'insolation possible.

Mois de l'année.	Année 1929			Année 1930			Année 1931		
	Insolation possible (heures).	Taux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %	Totaux mensuels d'insolation effective (heures).	Pourcentage d'insolation %
Janvier	375,37	182,10	48,54	150,55	40,27	185,00	49,33		
Février	339,16	194,20	57,26	123,30	36,28	128,50	38,05		
Mars	375,37	168,00	45,30	117,55	31,47	180,45	48,27		
Avril	363,30	144,15	39,68	167,14	46,00	189,15	52,06		
Mai	376,08	183,15	48,70	156,00	41,50	184,00	48,93		
Juin	364,00	190,55	52,47	183,30	50,28	219,45	60,44		
Juillet	376,08	174,25	48,93	198,30	52,66	196,30	52,13		
Août	376,08	210,00	55,85	216,53	57,98	219,50	58,78		
Septembre	364,00	182,30	50,00	190,34	52,20	198,40	54,67		
Octobre	375,37	158,45	42,13	163,37	43,47	169,10	45,07		
Novembre	363,30	159,15	43,89	142,35	40,00	141,15	38,95		
Décembre	375,37	138,05	36,66	180,15	48,00	137,55	36,80		

L'indication de durée de l'insolation possible à été fournie par l'Observatoire Astronomique d'Uccle (Bruxelles).

CHAPITRE III

LA TEMPÉRATURE

Installation des thermomètres; marche et variation annuelle de la température; valeurs comparées de la variation annuelle; variation diurne de la température; variation de l'oscillation diurne avec l'état du ciel; l'oscillation diurne totale; variation de la température sur les pentes des montagnes; inversion de la température; le gradient thermique; températures moyennes réelles et isothermes des parallèles réduites au niveau de la mer; température du sol; l'oscillation annuelle de la température du sol; l'onde thermique diurne; la température des eaux superficielles du lac Kivu; la température des hauts sommets; le bilan thermique de la région.

INSTALLATION DES THERMOMÈTRES. — Notre objectif était l'étude simultanée de la température de l'air et du sol dans les couches ordinairement explorées par la végétation arbustive et la végétation herbacée. Nous songions pour cela aux cultures industrielles principales qui étaient en projet : le caféier et le quinquina.

Nos intentions ont dû trouver une limite nécessaire dans la possibilité effective de pratiquer les observations d'une façon systématique et continue. Nous n'avons pas besoin de rappeler à nouveau les phases à travers lesquelles a dû passer l'organisation du service. Ainsi nous décidâmes d'explorer la température de trois couches aériennes : à 1^m75 au-dessus du sol, à 50 cm.; au niveau du sol; et de quatre strates souterraines : à 20 cm., à 30 cm., à 50 cm. et à 1 mètre dans le sol.

Dans l'abri principal à Tshibinda, nous installâmes un couple maxima et minima, plus un fronde; dans un abri secondaire du même enclos fut installé un deuxième couple maxima et minima à 50 cm. au-dessus du sol, tandis qu'au niveau du sol était placé chaque soir et enlevé le matin suivant un thermomètre à minima. Plus tard on y ajouta un thermomètre à boule noire, placé à 20 cm. au-dessus du sol. Dans un enclos à part étaient placés trois géothermomètres et un géothermographe (ce dernier pour la couche à 1 m.).

Le terrain dans lequel se trouvaient les géothermomètres est un sol vierge, jamais soumis à aucune sorte de labour, que l'on maintient constamment dégagé de toute végétation, pour une raison de facilité de surveillance d'abord et puis parce que les hautes herbes, qui y pousseraient très rapidement, viendraient à créer au-dessus du sol un milieu particulier et leurs racines, circulant dans le sous-sol, auraient trop souvent brisé les thermomètres.

L'abri principal, comme nous l'avons dit dans le premier chapitre, avait été étudié de façon à permettre la libre circulation de l'air, tout en empêchant les rayons solaires de parvenir sur les instruments. Toute réverbération était soigneusement éliminée; le terrain dans les environs de l'observatoire avait été dégagé d'arbres, de constructions, etc., susceptibles d'influencer les instruments, de quelque manière que se soit; la couverture de l'abri, en chaume, était la meilleure pour éviter l'influence qu'un matériel autre que celui-ci n'aurait pas manqué d'exercer sur la couche d'air sous-jacente, dans ce climat équatorial.

L'exposition des thermomètres était au Sud; un thermomètre enregistreur Richard, placé avec d'autres enregistreurs sur une table bien horizontale et solidement installée au milieu de l'abri, complétait les lectures directes que l'on pratiquait. Celles-ci étaient au nombre de trois, à 8, à 14 et à 18 heures, comme nous le faisons pour l'observation des autres éléments du climat. Il a été impossible d'en faire plus, ce qui eût été très désirable. Il fallait songer au personnel qui était attaché à l'observatoire pendant nos absences longues parfois de plusieurs mois. Il eût été impossible de lui imposer un service trop lourd, étant données les conditions de vie très primitives auxquelles il devait s'adapter. Le manque de toute protection contre les fauves rendait trop dangereuses les lectures de nuit. Les mêmes considérations ont été faites pour les autres stations du réseau. Ainsi, seulement les stations principales de Katana, de Lulenga et de Kabgayé ont pratiqué les trois lectures journalières et furent dotées de séries d'instruments analogues à celles de Tshibinda; les autres stations thermohydrométriques (voir la carte) se limitèrent à l'observation des maxima et des minima. Nous avons demandé à nos observateurs, la plupart bénévoles, le maximum de ce que l'on pouvait attendre de leur dévouement; aller au delà eût été téméraire.

La lecture trijournalière de la température dans l'air libre était faite par le thermomètre fronde, dont les avantages aux fins de l'exactitude de l'observation sont bien connus, et qui pouvait être employé même en plein soleil avec certitude d'obtenir une température à peu près égale à celle, effective, de l'air. Tous les thermomètres étaient inspectés régulièrement ainsi que l'enregistreur, dont on vérifiait la concordance, aux heures d'observations, avec les données fournies par les instruments à mercure. Le minima au niveau du sol était placé sur un terrain débarrassé de toute végétation; un autre, dans les nuits claires, était placé sur du gazon, à titre de comparaison, comme nous aurons l'occasion de le voir au cours de notre exposé. Les mêmes soins étaient recommandés et leur application en était périodiquement vérifiée pour toutes les stations du réseau, et dans l'ensemble nous présumons que les données obtenues au cours des quatre années 1928 à 1931 gardent une valeur réelle.

MARCHE ET VARIATION ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE. — Dans toute la bande équatoriale la température présente, d'après les auteurs, une double oscillation en correspondance des équinoxes et des solstices (deux maxima et deux minima). L'apparition des maxima retarde généralement d'un mois sur le passage du soleil au zénith.

Batavia, par 6° latitude Sud, est citée par Angot, dans son *Traité de Météorologie élémentaire*, comme une station caractéristique de ce régime. Sa position maritime explique le retard des maxima et la très faible variation annuelle qui ne dépasse pas 3° C.

Les stations de notre réseau ont une situation différente. Elles sont au centre du continent, à de fortes altitudes et au milieu de territoires dont l'altimétrie est très étendue en surface. Il est naturel d'admettre que ce fait y joue un rôle important. Il en serait autrement s'il s'agissait, par exemple, d'un massif ou d'une chaîne de montagnes isolée au milieu de plaines étendues.

Malgré la position géographique bien proche de l'équateur, la double oscillation classique ne se produit pas, mais les variations se succèdent dans un ordre analogue à celui de la courbe annuelle de radiation; un seul minimum au solstice boréal et trois maxima dont un maximum principal à l'équinoxe austral et deux secondaires en janvier et à fin septembre.

OBSERVATOIRE DE TSHIBINDA

2° 19' 20" lat. S — 28° 45' 25" long. G. — 2115 m. alt.

LA TEMPÉRATURE PENDANT LA PÉRIODE 1928-1931

Le soleil passe au zénith de la station le 15 mars et le 29 septembre

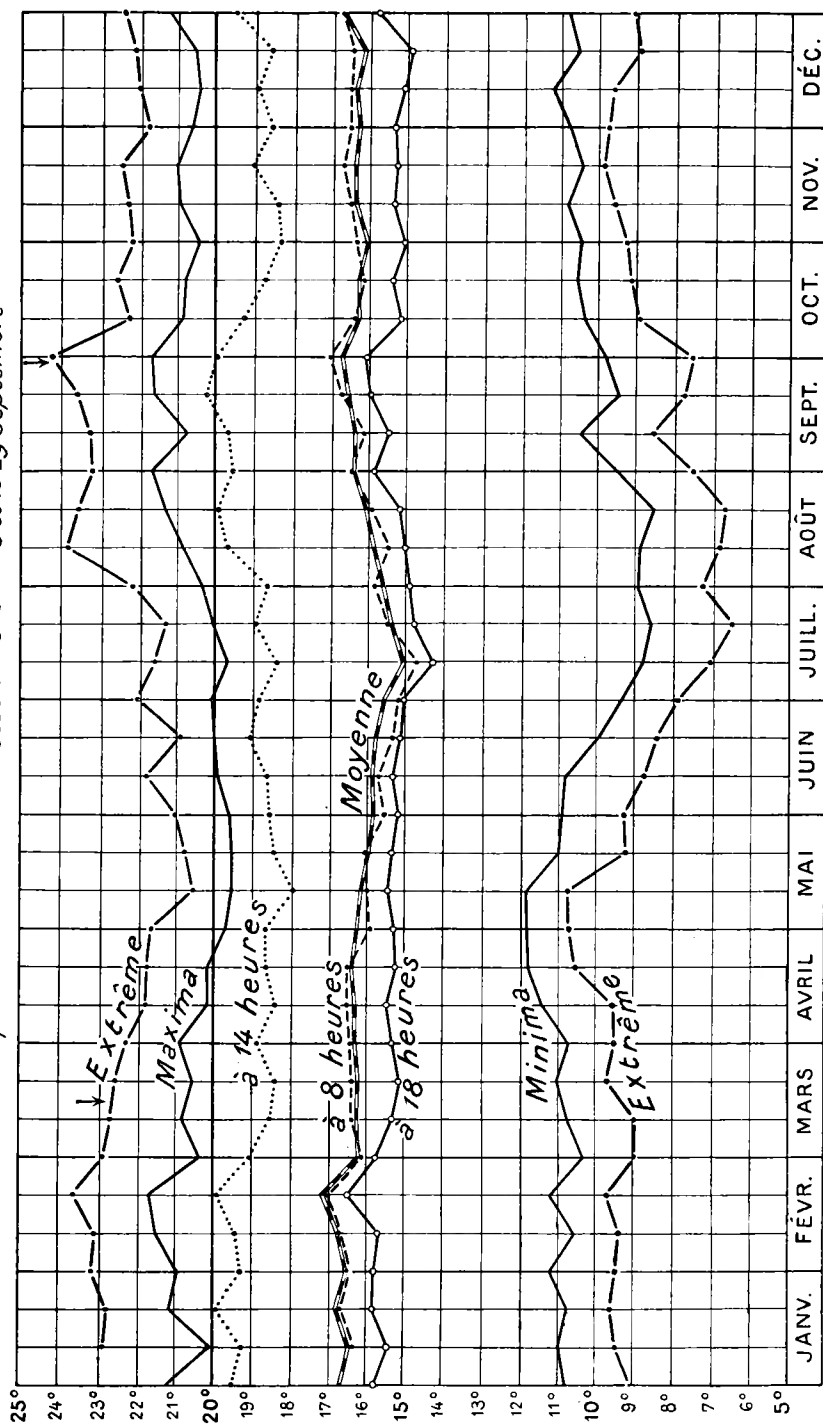


Diagramme 27.

Ce parallélisme : courbe annuelle de radiation ; courbe annuelle de température, n'est vrai que pour la station de Tshibinda, et partiellement pour Katana et Kabgaye, car ailleurs il n'existe plus (voir diagramme n° 27). D'autre part, la variation annuelle est si faible, malgré cette concordance des deux éléments, qu'il faut avoir recours aux températures extrêmes pour nous rendre compte de l'existence des périodes saisonnières. Les extrêmes se produisent à la suite d'un retour à des conditions normales de l'état du ciel, c'est-à-dire lorsque l'influence de la radiation pour les maxima, du rayonnement pour les minima, peut se faire sentir dans sa mesure géographique et topographique, sans être constamment déjouée par la nébulosité et par l'état d'humidité de l'atmosphère. La moyenne ne fait pas ressortir évidemment ces états particuliers, qui pourtant permettent de caractériser la marche du phénomène.

Ayant adopté dans nos diagrammes la représentation décadaire (de dix en dix jours) au lieu de la mensuelle, il nous est beaucoup plus facile de suivre les variations des diverses températures au cours de l'année et d'en juger les rapports, qu'une moyenne, étant donnés les faibles écarts saisonniers, ne nous aurait pas permis de faire.

Le diagramme de Lulenga (n° 28) est l'exemple le plus intéressant du rôle que peuvent exercer des conditions atmosphériques locales particulières. Il serait téméraire non seulement d'y voir un synchronisme quelconque avec la marche de la radiation, d'autant plus que la variation annuelle de la température elle-même est quasi effacée. Encore une fois il faut observer la courbe des extrêmes pour y voir des indications saisonnières plus ou moins vagues. Le minimum d'août, qui pourtant est l'écart le plus prononcé, est à peu près inexistant. Les conditions topographiques de cette station sont déjà connues et il n'est pas besoin de nous répéter. Par rapport à son altitude, elle enregistre la plus forte pluviosité, une forte humidité relative, une plus forte humidité spécifique et la plus faible durée d'insolation (30,6 %); l'épaisseur du plafond nuageux y est constamment alimentée par un tourbillon sous le vent. Tout ceci explique comment une action équivalente à celle que l'on pourrait attendre d'une vaste nappe d'eau est ici exercée par la position topographique particulière.

Katana (diagramme n° 29), sur les rives occidentales du lac, et Kabgaye (diagramme n° 30), station de hauts plateaux, présentent un

STATION DE **LULENCA (RUGARI)** - (BASSIN DU LAC ÉDOUARD)
 1° 24' 40" lat. S — 29° 12' 20" long. G. — 1800 m. alt.
LA TEMPÉRATURE PENDANT LA PÉRIODE 1928 - 1931
 Le soleil passe au zénith de la station le 17 mars et le 27 septembre

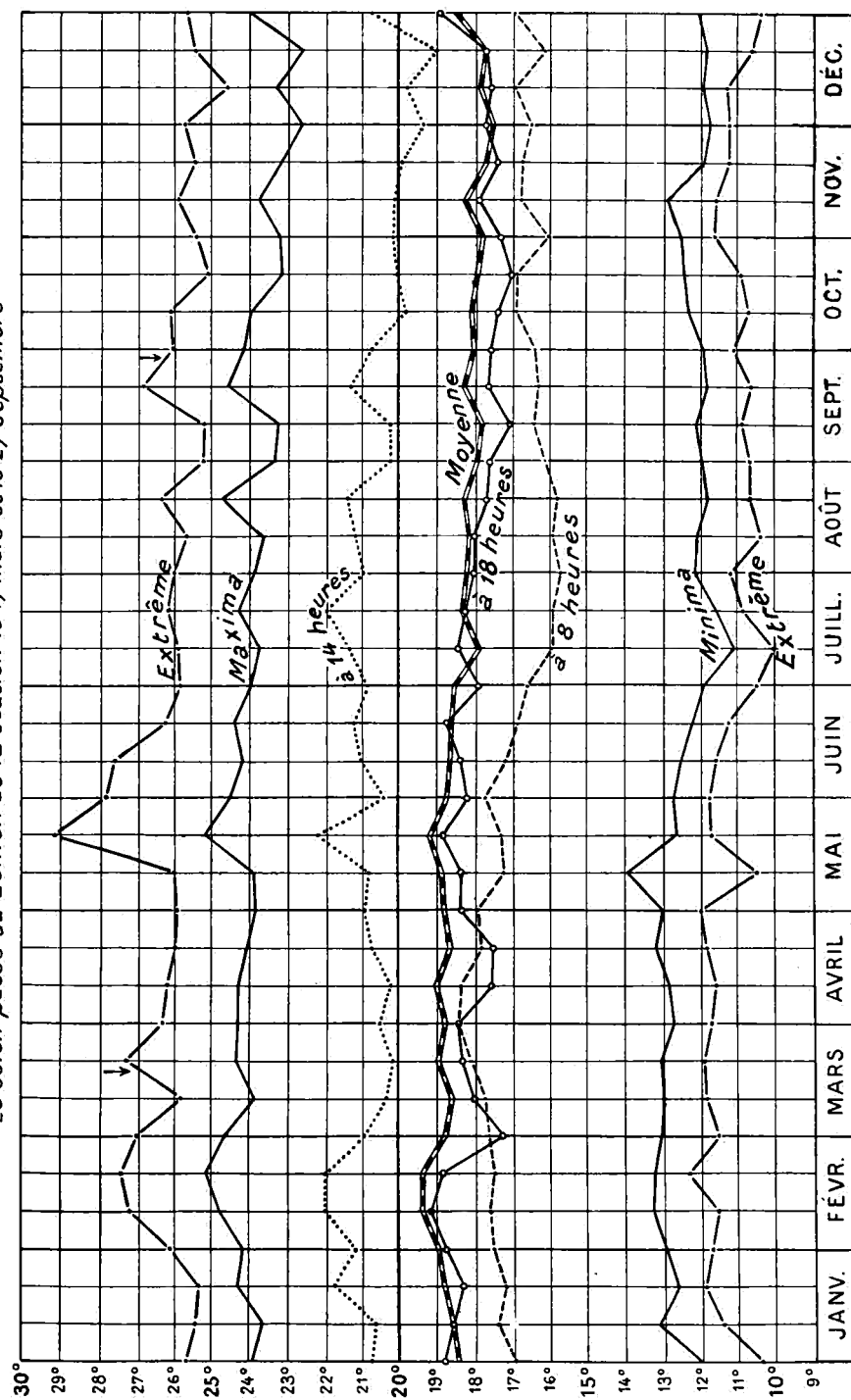


Diagramme 28.

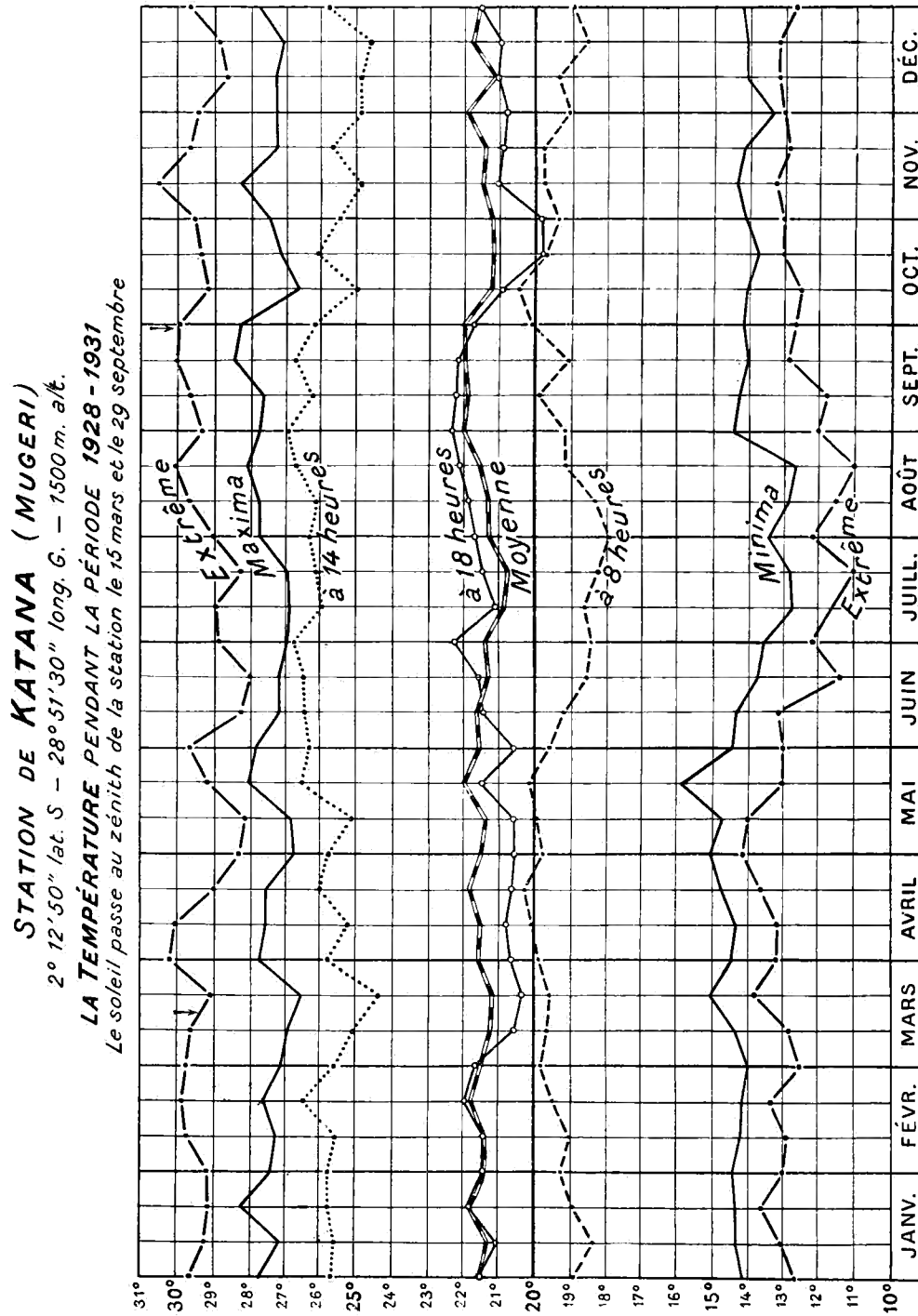


Diagramme 29.

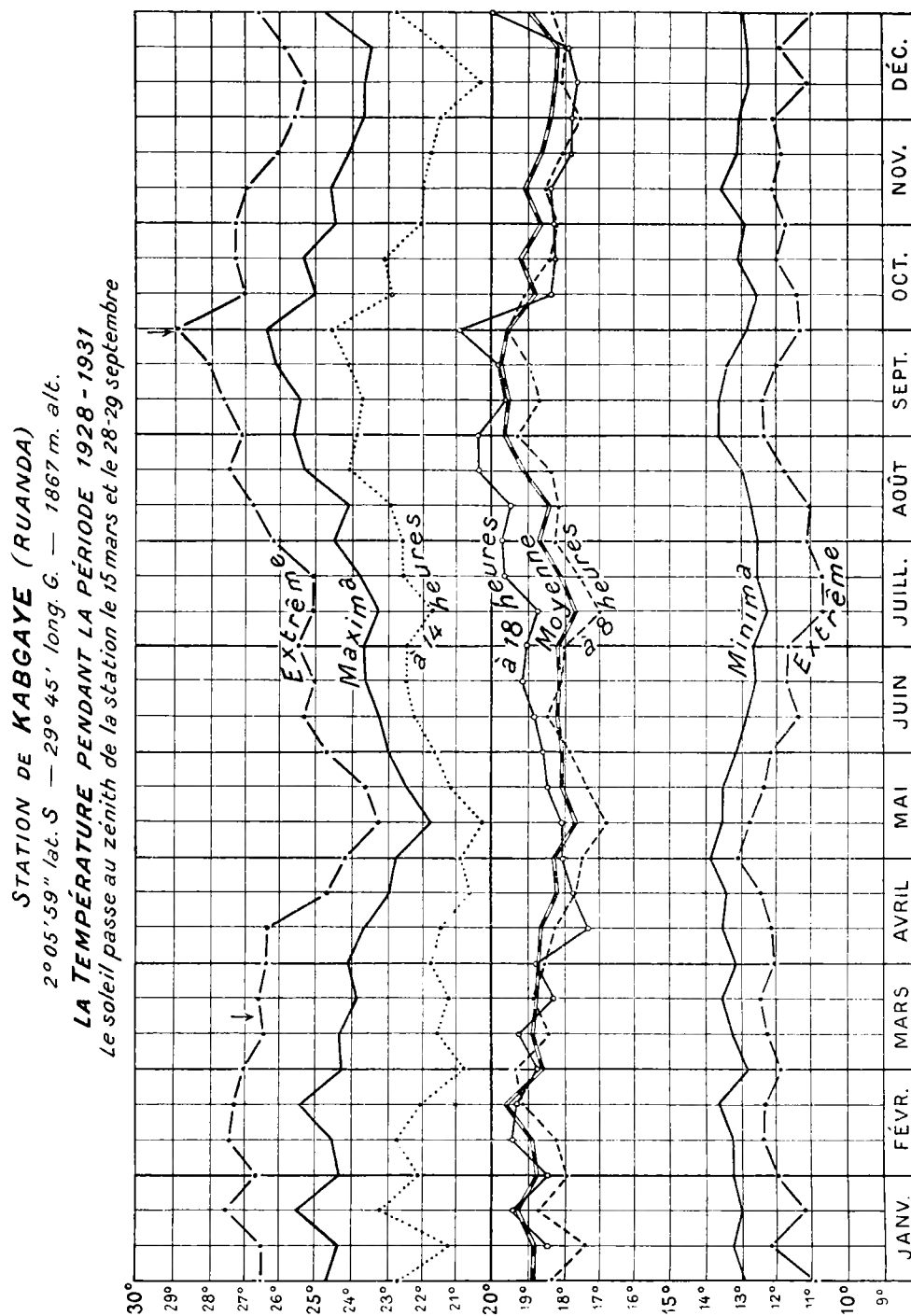


Diagramme 30.

comportement analogue. Katana ressent évidemment l'action adoucissante du lac et sous ce rapport se rapproche de Lulenga ; tandis que Kabgayé se rapproche davantage de Tshibinda, bien que sa position centrale au milieu de vastes plateaux élevés doit intervenir pour atténuer, encore une fois, les écarts saisonniers auxquels on aurait pu s'attendre. Le déplacement du maximum équinoxial principal, tantôt près de l'équinoxe austral, tantôt près de l'équinoxe boréal, n'est à attribuer, à notre avis, qu'à l'action « masquante » de l'atmosphère, dans un sens ou dans l'autre.

De l'ensemble de ces déductions nous pouvons conclure un fait qui nous paraît démontré : *des conditions particulières d'humidité relative et de nébulosité masquent dans une certaine mesure les phénomènes qui sont la conséquence naturelle des déplacements saisonniers du soleil.*

VALEURS COMPARÉES DE LA VARIATION ANNUELLE. — Les quatre stations choisies comme représentant des situations différentes à tous les points de vue se rangent dans l'ordre suivant : Tshibinda avec 2°,2 ; Kabgayé avec 2° ; Lulenga avec 1°,7 ; Katana (Mugeri) avec 1°,3. Le caractère équatorial de la température annuelle ne saurait être établi plus nettement. Nous avons exprimé notre opinion sur les causes qui entretiennent une si faible variation annuelle. D'autre part, pourquoi Tshibinda a-t-elle l'écart le plus fort et diffère-t-elle dans une proportion relativement notable de Katana, par exemple, qui a à peu près la même latitude, et une proportion d'insolation sensiblement plus forte (40,7 % à Tshibinda ; 47 % à Katana) ?

Le caractère de continentalité de nos stations, qui devrait logiquement exagérer l'amplitude des variations saisonnières, n'apparaît que sous un aspect très particulier : dans l'extrême maximum de Kabgayé, pour lequel la variation annuelle atteint près de 6°, et pour la même température de Tshibinda, qui atteint 4°. Nous chercherions en vain un caractère quelconque de continentalité dans la marche de la température des deux autres stations.

L'absence de tout retard entre la date de passage du soleil au zénith et aux solstices et l'apparition des variations saisonnières (parfois ces dernières paraissent anticiper) peut être interprétée comme un caractère de continentalité. Mais les discordances saisonnières sont telles que nous

devons supposer que *des influences diverses et opposées agissent simultanément*, parfois annulant réciproquement les effets particuliers. Ainsi la continentalité peut être masquée par la présence d'un lac étendu; par la position topographique (sous le vent d'une chaîne ou d'une montagne, sous l'action d'un tourbillon actif); par l'altitude et, dans des cas particuliers, par l'influence permanente du fœhn.

Les forêts, les lacs, les tourbillons n'ont qu'une influence strictement locale et probablement très peu étendue en surface, car il suffit de s'éloigner d'un certain nombre de kilomètres de ces conditions particulières pour voir la situation locale se modifier à nouveau. Tshibinda, par exemple, est proche du lac Kivu, mais il lui suffit d'être plus élevée de 652 m. pour que le lac n'influence plus la marche de sa température. Pour autant que nos observations permettent de fixer les conditions générales de certaines situations définies, il est vraisemblable qu'*à latitude égale sur l'exposition au vent la variation annuelle de la température est la plus forte*. Évidemment, les influences du terrain (forêts, lacs, marais, etc.) peuvent rendre égales ou quasi égales les situations thermométriques de contrées se trouvant assez éloignées dans le sens de la latitude.

Si nous comparons nos valeurs de la variation annuelle avec celles d'autres stations de la bande équatoriale, nous sommes frappé de l'extraordinaire uniformité de la température présentée par nos stations. Omettons Batavia, qui est au bord de la mer et se trouve à 6° de latitude Sud, mais Wadelai, par exemple (2°45' N.), dans la région de l'Albert Nyanza, qui est à une latitude approximativement égale (dans l'hémisphère Nord) à celle de Tshibinda, à une variation (4°) à peu près double de cette dernière. Lado, par 5° Nord, a une variation égale à 5°, supérieure à celle de Batavia (3°), en accord avec sa position continentale; la variation sur les hauts plateaux (1,700-2,000 m.) de l'Éthiopie méridionale par 8° latitude Nord atteint approximativement 12°. Enfin, la variation annuelle est de 3°,7 à Saïgon, à proximité de l'équateur thermique.

Sans multiplier les exemples, il nous paraît certain qu'*à latitude égale, les régions ayant des saisons sèches et des saisons pluvieuses bien marquées ont la plus forte variation annuelle de température*, à cause de la plus grande transparence de l'air à certaines époques de l'année. Ces conditions, semblables à celles que l'on connaît pour les latitudes tropi-

cales, se présentent, comme nous l'avons vu, également dans la bande équatoriale. Les régions où le régime des pluies est nettement équatorial doivent posséder la variation annuelle la plus faible. Aussi sur les pentes occidentales du Ruwenzori, sur lesquelles passe très vraisemblablement l'équateur hyétométrique de l'Afrique Centrale, la variation annuelle de la température doit être à peu près nulle.

Les dorsales Congo-Nil et plus particulièrement les hauts plateaux de l'Est présentent des régimes de pluie subéquatoriaux et même tropicaux, qui devraient imprimer davantage un caractère continental à la température. Ceci ne se vérifiant pas, il faut attribuer à l'altitude des territoires une action qui efface en grande partie l'influence géographique (la continentalité) et l'influence du régime pluviométrique. La résultante de ce contraste est *l'uniformité de la température annuelle dans les conditions de station les plus variées*. Seule l'exposition, comme nous l'avons vu, paraît vaincre dans une certaine mesure les causes multiples qui tendent à effacer les variations saisonnières. Les températures des différentes heures du jour ont une oscillation annuelle diverse les unes des autres. L'oscillation plus forte est détenue par la minima avec 3° ; la plus faible par la maxima. Les autres températures ont des oscillations intermédiaires : de $1^{\circ},3$ pour 15 heures; de $1^{\circ},4$ pour 8 heures; de $1^{\circ},6$ pour 14 heures; de $1^{\circ},9$ pour 18 heures.

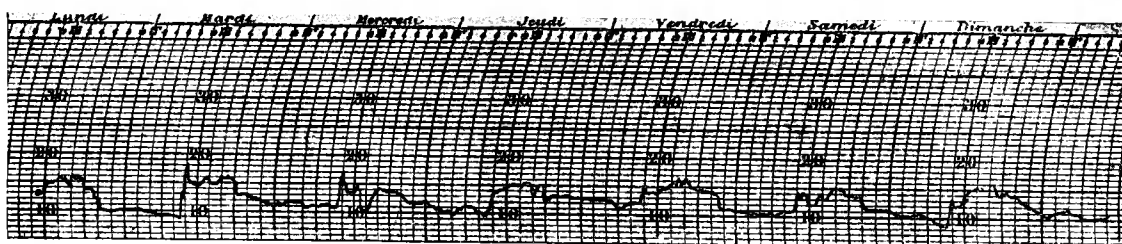
Il est encore intéressant de remarquer que la température de 8 heures et celle de 18 heures se confondent assez fidèlement pendant toute l'année avec la moyenne générale (voir diagrammes 27, 28, 29, 30). Par conséquent, *ce n'est qu'à partir de 8 heures que la température journalière est au-dessus de la moyenne annuelle, et vers 18 heures qu'elle y est inférieure*. Les mois de juillet et d'août font partiellement exception à cette règle : à 8 heures la température y est inférieure à la moyenne, et à 18 heures elle y est supérieure de 1° .

Ce synchronisme autour de la moyenne annuelle est bien caractéristique.

A la page suivante sont reproduits les thermogrammes d'une semaine que nous avons choisie comme représentant la courbe moyenne de la température de chacun des quatre mois saisonniers.



31. — TSHIBINDA. — Semaine du 20 au 26 janvier 1930.



32. — TSHIBINDA. — Semaine du 9 au 16 avril 1929.



33. — TSHIBINDA. — Semaine du 20 au 27 juillet 1931.



34. — TSHIBINDA. — Semaine du 17 au 23 septembre 1928.

VARIATION DIURNE DE LA TEMPÉRATURE. — Il est universellement connu que la variation diurne de la température aux latitudes équatoriales et tropicales est grande et même très grande, à l'encontre de la variation annuelle très faible. La nébulosité, la position topographique, l'altitude, etc. l'influencent également, mais l'action principale est exercée naturellement par l'incidence du rayonnement solaire, ce qui fait que le jour thermométrique moyen atteint à ces latitudes une ampleur considérable.

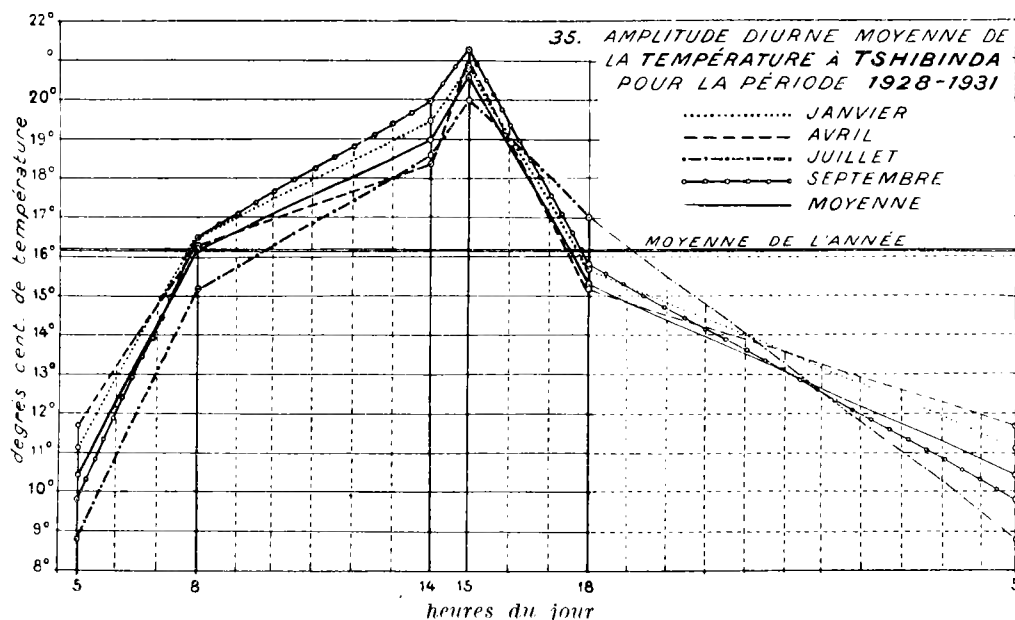
Pour la construction de diagrammes de comparaison, nous avons choisi deux stations que nous savons être assez typiques par leur position très différente : Tshibinda et Kabgaye, et qui ont fourni de bonnes observations. La variation diurne y est calculée sur la base de cinq observations journalières : trois obtenues par lecture directe d'instruments à mercure et deux déduites des thermogrammes des enregistreurs. Et pour éliminer les perturbations possibles, les moyennes horaires sont calculées pour chaque mois séparément.

L'uniformité de la marche du jour thermométrique moyen est frappante entre tous les mois de l'année. Des différences se manifestent tout de même entre les maxima et les minima moyens. Ces températures représentent en effet la résultante d'un bilan entre la chaleur absorbée par les couches d'air inférieures et le sol, et la chaleur perdue par rayonnement et naturellement non réfléchi par l'atmosphère. Et comme les termes de ce bilan varient entre les saisons, à cause de la transparence diverse et de la durée diverse de l'insolation, nous avons essayé de déterminer les *écarts* entre les jours thermométriques moyens des mois, que nous appellerons « saisonniers ». Dans cette idée, nous avons construit les diagrammes 35 et 36, représentant respectivement la variation saisonnière de l'amplitude diurne moyenne à Tshibinda et à Kabgaye.

Pour établir avec le plus d'exactitude les heures auxquelles se vérifient les minimum et les maximum journaliers, nous avons fait procéder à un dépouillement statistique. Évidemment, l'heure de ces deux extrêmes varie d'une année à l'autre pour le même mois, et d'un mois à l'autre au cours d'une même année. Mais la statistique donne une plus grande fréquence à une heure plutôt qu'à une autre, et, naturellement, obligé de choisir une heure moyenne pour tous les mois, le choix a été imposé par la

prépondérance numérique. C'est ainsi que le minimum se place vers 5 heures et le maximum vers 15 heures.

L'apparition du maximum est plus assujettie à des fluctuations que l'apparition du minimum et une distinction paraît s'établir avant et après le solstice boréal. L'humidité du sol et de l'atmosphère, persistant ou dimi-

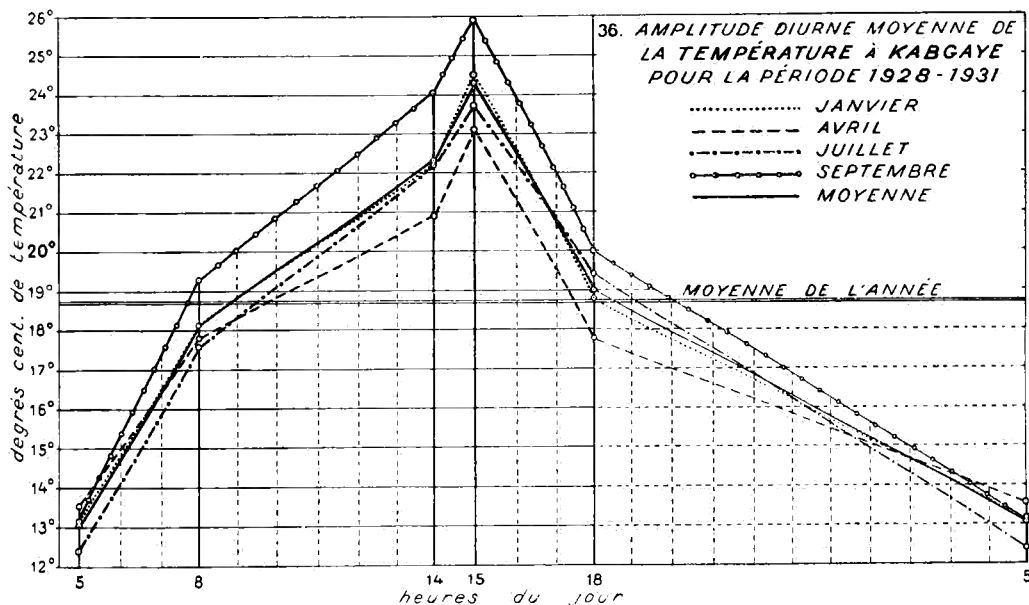


nuant plus ou moins rapidement aux périodes saisonnières, est la cause probablement prépondérante de ces fluctuations.

Les diagrammes montrent qu'en général *aucun mois de l'année ne diffère sensiblement des autres*. Après ce que nous avons constaté à propos de la variation annuelle, il fallait s'attendre à ce résultat. Le jour thermométrique moyen est néanmoins le plus chaud en septembre, suivi en ordre décroissant par les mois d'avril et janvier. Juillet (solstice boréal) a le jour moyen le plus frais.

Si l'on fait abstraction de l'amplitude, l'allure de ces courbes est conforme à celles de la température journalière de nos latitudes moyennes. Ce qui diffère est *la rapidité de l'accroissement dans les heures matinales*, ce qui ne trouve d'analogie en Europe que pendant les mois d'été. Dès le lever du soleil, la température monte très rapidement jusqu'à 8 heures; une ascension un peu moins rapide suit jusqu'à 14 heures. Vers cette

heure le maximum étant atteint, la température décroît très rapidement, avec un rythme accéléré, par rapport à l'accroissement du matin, jusqu'au coucher du soleil. A partir de cette heure la décroissance se fait plus lentement, jusqu'à atteindre le minimum.



Les mois pluvieux présentent un accroissement des plus rapides dans la première moitié de leur courbe et une décroissance aussi rapide dans la seconde moitié, par rapport aux mois secs (représentés dans notre diagramme par juillet), qui présentent une augmentation et une diminution beaucoup plus uniformes. Après le coucher du soleil et au cours des heures de nuit, la décroissance de température est plus rapide pendant la saison sèche, à cause de la nébulosité moindre, de la plus grande transparence de l'air et par conséquent du rayonnement plus intense. Dans ces conditions le minimum le plus bas est atteint. Ce fait paraît se vérifier de préférence aux mois de juillet et de septembre, à la suite de causes diverses, mais qui conduisent à un rayonnement nocturne plus accentué. D'autre part, si l'on compare les courbes du jour thermométrique moyen de Tshibinda (diagramme 35) avec la courbe du jour moyen d'insolation (planche IV) au même mois, la corrélation entre ces deux facteurs du climat apparaît évidente.

D'après les auteurs, la plus forte décroissance de la température dans les heures postméridiennes, pendant la saison des pluies, est un fait commun à toutes les régions équatoriales et tropicales. Nous estimons qu'un comportement divers de ce phénomène s'établit entre les stations au vent, moins humides, et les stations sous le vent, plus humides et proches du niveau des précipitations maxima. Dans ces dernières la décroissance postméridienne doit être proportionnellement plus rapide, aussi bien que l'amplitude de l'oscillation diurne est atténuée par la nébulosité plus forte et par l'altitude elle-même.

La décroissance pendant les mois secs, plus lente après avoir atteint le maximum thermique, jusqu'au coucher du soleil; plus rapide après le coucher du soleil, jusqu'à atteindre le minimum avant l'aube, est évidemment liée à la *nature du sol*, à son revêtement végétal et, par conséquent, à son degré d'humidité.

Ces conditions supposées restées les mêmes pour une région déterminée, l'amplitude de la variation diurne varie avec l'état du ciel.

Voici un tableau résumant l'oscillation moyenne de la température de l'air à 1^m75 et à 0^m50 au-dessus du sol.

Valeur de l'oscillation diurne moyenne par ciel clair et par ciel couvert
à Tshibinda (1928-1932).

	Par ciel clair.		Par ciel couvert.	
	à 1 m. 75	à 0 m. 50	à 1 m. 75	à 0 m. 50
Janvier . . .	13°5	13°7	7°6	7°7
Février . . .	13°4	13°5	6°9	7°2
Mars	10°4	11°5	6°5	8°2
Avril	11°3	12°1	5°2	6°2
Mai	11°2	12°4	5°1	6°6
Juin	13°2	14°3	6°1	7°1
Juillet	14°7	16°1	6°5	8°0
Août	16°0	16°8	5°6	5°9
Septembre . .	16°1	16°9	7°3	8°6
Octobre . . .	13°5	14°8	7°2	7°5
Novembre . .	12°3	13°7	7°1	9°0
Décembre. . .	12°5	13°9	6°9	7°9

On voit nettement que l'oscillation moyenne de la couche à 0^m50 dépasse toujours, dans des proportions variables selon les mois, l'oscillation de la couche à 1^m75, aussi bien par ciel clair que par ciel couvert.

L'amplitude de l'oscillation dans les deux couches varie beaucoup d'une année à l'autre, parfois du simple au double, sans qu'une concordance quelconque apparaisse entre les deux oscillations. Leur amplitude est évidemment liée à l'état d'humidité de l'atmosphère, à celui du sol et à la nébulosité, variables d'une année à l'autre. Mars, avril et mai, plus abondamment arrosés, présentent des oscillations normalement plus faibles. L'amplitude augmente avec le commencement de la grande saison sèche et atteint son point culminant à la fin de cette saison, qui coïncide avec l'équinoxe de septembre. Enfin, il est intéressant de constater que l'oscillation moyenne par ciel serein est approximativement le double de celle que l'on a par ciel couvert. La progression et la décroissance des oscillations au cours de l'année paraissent s'apparenter avec la marche de la radiation.

L'OSCILLATION DIURNE TOTALE. — L'oscillation moyenne, représentée dans le tableau à la page précédente, n'indique point les écarts de température qui peuvent être atteints au cours de l'année. Obtenue par la différence entre les maxima et les minima moyens, elle masque l'oscillation réelle. Celle-ci est mieux représentée par la différence arithmétique entre la moyenne des températures extrêmes et l'on a pris l'habitude de l'appeler « oscillation totale ».

Si l'oscillation moyenne est une entité conventionnelle mais normale de la marche journalière de la température, l'oscillation totale a un caractère plutôt exceptionnel, car elle n'est ni saisonnière ni régulière et sa durée est limitée.

Cette oscillation, mieux que l'oscillation moyenne, caractérise les conditions de température d'une station, bien qu'elle aussi n'indique pas l'écart absolu qui en des conditions exceptionnelles peut se vérifier entre la minima et la maxima. Pour les besoins de l'agriculture, l'oscillation totale a une signification pratique bien plus intéressante que toute moyenne, et sa connaissance devient particulièrement utile quand on s'attache à déterminer les périodes phénologiques d'une culture que l'on veut acclimater ou que l'on veut exploiter rationnellement. A ce point de vue, il est intéressant d'établir la *fréquence* saisonnière des oscillations extrêmes, spécialement pour les stations où l'on

craint d'atteindre le point de gelée. Dans le cas de nos territoires (à l'exclusion des districts de plus haute altimétrie) la gelée n'est jamais atteinte à aucun moment de l'année ⁽¹⁾.

Nous résumons, dans le tableau que nous reproduisons ci-dessous, l'amplitude de l'oscillation totale de la température à 1^m75 au-dessus du sol dans les stations principales du réseau; à côté du nom de la station nous indiquons ses caractéristiques topographiques essentielles, afin de faire ressortir le caractère thermique particulier de chaque station choisie comme indice d'une région donnée.

Amplitude de l'oscillation totale pour la période 1928-1931.

	<i>Er. Mar.</i>	<i>E.c. Min.</i>	<i>Osc. tot.</i>	<i>Caractéristiques des stations.</i>
<i>Tshibinda</i>	25°5	8°0	17°5	Station d'altitude (2,115 m.), « au vent » de la dorsale congolaise.
<i>Bobandana</i>	28°6	11°1	17°5	Station de la rive du Kivu, « au vent » (1,551 m.).
<i>Busangania</i>	28°7	9°5	19°2	Moyenne altitude (1,610 m.), « au vent », mais dans un fond de vallée.
<i>Katana</i> (Mugeri) .	30°1	12°0	18°1	Station de la rive du Kivu, « au vent » (1,500 m.).
<i>Nyundo</i>	24°9	11°5	13°4	Moyenne altitude (1,850 m.), « sous le vent » de la dorsale orientale.
<i>Rubengera</i>	27°7	13°0	14°7	Moyenne altitude (1,725 m.), « sous le vent » de la dorsale orientale.

(¹) M. G. AZZI, dans sa monographie *Le Climat du Blé dans le Monde*, Rome, 1933, imprimerie de l'Institut international d'Agriculture, p. 888, reconnaît près du lac Kivu une aire à blé comprise entre 1,800 et 2,000 mètres, sur laquelle la température varie entre 12° C et 18° C, atteignant en saison sèche 40° C. D'après Azzi, en hiver les gelées ne sont pas rares et pendant la saison sèche le minimum descend la nuit à 1°-2° C.

Nous ignorons de quelle source l'auteur a pu recevoir de telles informations, qui ne nous paraissent pas correspondre à la réalité. En tous cas nous pouvons exclure l'apparition de gelées matinales, sur toute l'extension des dorsales Congo-Nil et pour les territoires au Sud et à l'Est du Kivu, au-dessous de 2,500 mètres d'altitude.

	<i>Ex. Max.</i>	<i>Ex. Min.</i>	<i>Osc. tot.</i>	<i>Caractéristiques des stations.</i>
<i>Lulenga</i> (Rugari) .	26°9	10°7	16°2	Moyenne altitude (1,800 m.), « sous le vent » du Mikeno.
<i>Ngweshe</i>	29°1	13°3	15°8	Moyenne altitude (1,780 m.), « au vent », influencée par le foehn.
<i>Kabgayé</i>	27°0	11°2	15°8	Hauts plateaux (1,867 m.), mais en situation dégagée.
<i>Kahundu</i>	25°3	6°1	19°2	Hauts plateaux (1,925 m.), mais située dans une cuvette.
<i>Uvira</i>	31°5	16°3	15°2	Rive Nord du Tanganyika (alti- tude : 800 m.).

De l'ensemble des données exposées, l'amplitude totale apparaît relativement indépendante de l'altitude, tandis qu'elle apparaît strictement connexe à la situation topographique (sur une pente de montagne; sur une surface plane plus ou moins ondulée; dans un fond de vallée) et à l'exposition de la station au vent et sous le vent aux altitudes auxquelles l'action des courants supérieurs est encore directement ou indirectement sensible. Les valeurs extrêmes de l'amplitude sont détenues par deux stations de fond de vallée (Busangania et Kahundu), l'une plus basse que l'autre de près de 300 mètres. Les valeurs moindres appartiennent aux stations plus humides (quelles que soient les causes qui entretiennent l'humidité) et aux stations chez lesquelles l'influence égalisatrice du fœhn est ressentie assez fortement. Les deux stations de la rive occidentale du Kivu ont une forte amplitude totale qui diffère peu de celle des stations de vallée. Le lac, dont la superficie totale est de 2,300 km², ne paraît pas jouer dans ce cas le rôle d'adoucissement des écarts que l'on attribue couramment aux surfaces d'eau. La raison doit probablement en être recherchée dans le fait que ces stations reçoivent au cours de la nuit les masses lourdes d'air refroidi qui glissent des pentes des montagnes et se terminent sur le lac, produisant ces courants locaux connus sous l'appellation de *brise de montagne*. L'action égalisante du lac paraît plus sensible à Uvira, le glissement de l'air froid y étant probablement ralenti et arrêté par la configuration du terrain.

La situation de Kabgayé, ne permettant pas la stagnation nocturne de masses d'air froid, explique l'amplitude totale relativement faible, alors que les hauts plateaux dénudés au milieu desquels la station est située et

la transparence assez élevée de l'atmosphère locale auraient fait supposer une amplitude plus forte.

En thèse générale, *la position particulière de chaque station, à laquelle n'est probablement pas étrangère la nature des sols locaux, est dominante sur l'ampleur acquise par l'oscillation diurne totale.*

Même les oscillations les plus importantes enregistrées par nos stations ne diffèrent pas sensiblement de celles d'autres stations de latitude analogue. Une longue série d'observations nous aurait probablement révélé des amplitudes supérieures; nos données ne représentent pas l'oscillation absolue qui pour Tshibinda dépasse de 2° l'oscillation totale moyenne de cette station et qui s'est vérifiée une seule fois en août, au cours de quatre années.

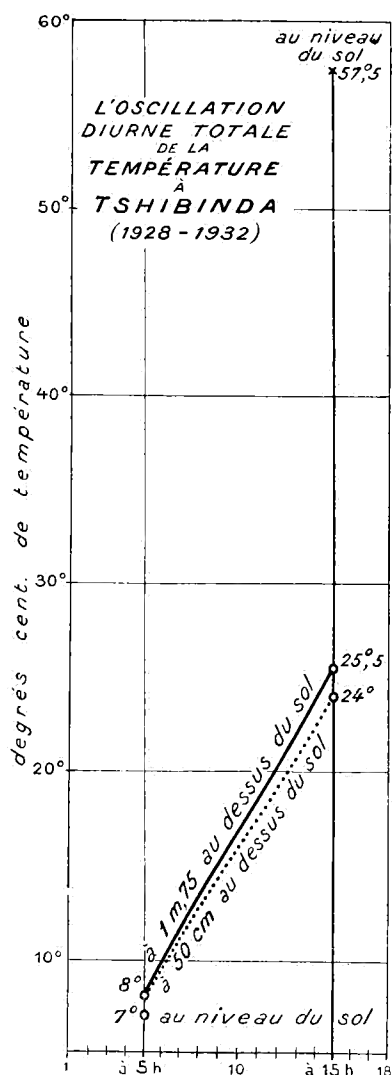
Il est fort probable que les régions à régime tropical à l'Est du Kivu et au Nord dans le bassin du lac Édouard aient des oscillations absolues plus fortes de celles que nous avons enregistrées, mais leur variation ne doit avoir rien d'exagéré, si l'on songe que Batavia, par 6°8' latitude Sud au bord de la mer, présente des oscillations possibles entre 15° et 20° C., et Saïgon, près de l'équateur thermique, a une amplitude absolue de 25°,3. Il faut supposer que même l'oscillation diurne n'échappe pas à l'action modératrice de l'altitude, qui contraste en cela avec la continentalité qui devrait logiquement l'amplifier. La topographie du terrain exerce de son côté une influence locale, capable de modifier le cadre général. Il est aussi quasi certain que les stations sous le vent ou particulièrement humides sont protégées contre les oscillations extrêmes.

Nous devons enfin signaler une particularité qui s'établit entre le régime thermique des deux couches d'air explorées et qui peut apparaître à première vue une anomalie.

L'oscillation totale ne garde pas, entre la couche à 1^m75 et la couche à 0^m50, les mêmes rapports que nous avons vus s'établir pour l'oscillation moyenne. Et cela à cause d'un fait assez curieux. Le minimum est presque toujours le même pour les deux couches, tandis que le maximum est constamment inférieur de 1°,5 dans la couche à 0^m50 par rapport à celle à 1^m75. Ceci comporte évidemment une amplitude moindre de l'oscillation totale. Il s'agit d'une température à l'ombre et sous abri. Faut-il voir une influence particulière de l'abri à l'heure du maximum thermique, ou de

l'exposition sur le flanc oriental du petit dôme volcanique sur lequel la plupart des instruments étaient établis ?

Le minimum au niveau même du sol (le terrain était dégagé de toute végétation) est constamment inférieur de 1° au minimum des strates d'air précédemment mentionnées. Le maximum à l'ombre n'a pas été relevé. Par



contre, on a relevé la température qu'indiquait, tout près du sol, un thermomètre à boule noire. Ses indications ont été en général très élevées.

Nous avons estimé utile d'en garder les observations fournies à l'heure du maximum diurne, à simple titre indicatif.

La valeur des oscillations totales de la surface du sol et de deux strates d'air, à 0^m50 et à 1^m75 , est représentée par le diagramme n° 37.

Des trois strates, la surface du sol détient l'oscillation extrême, comme on le pouvait prévoir. Il est possible que sur son importance la nature du sol ait dans chaque station une influence directe. La température dans l'air libre (à 1^m75) a l'oscillation totale intermédiaire; la plus faible appartient à la strate de 0^m50 au-dessus du sol. Il y aurait intérêt, pour l'étude des microclimats particuliers aux associations des plantes économiques, de vérifier si ce fait est général, tout au moins pour les pentes des montagnes ayant une disposition et une orientation analogues à celle de Tshibinda.

VARIATION DE LA TEMPÉRATURE SUR LES PENTES DES MONTAGNES.
— INVERSION DE LA TEMPÉRATURE. — LE GRADIENT THERMIQUE. — Un massif montagneux agit sur la température par son élévation au-dessus des océans; par sa masse, c'est-à-dire par l'extension des territoires situés

en altitude, par l'exposition, par la qualité des roches qui le forment. Tous les traités de météorologie font ressortir la différence qu'il y a entre la décroissance de la température à l'air libre et dans les couches près du sol. C'est une loi générale qui est valable pour toutes les latitudes et sur laquelle nous n'avons pas besoin d'insister. Par contre, l'influence que le sol exerce sur les strates d'air qui lui adhèrent est sujette à variation.

Le sol absorbe la radiation et la réfléchit constamment par rayonnement. L'absorption varie avec sa capacité de conductibilité thermique et le rayonnement dépend également de cette capacité et de l'état de transparence de l'atmosphère locale. L'exposition, comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, favorise ou fait obstacle à la transparence de l'air, selon l'altimétrie diverse.

Plus nous nous élevons au-dessus du niveau des océans, plus la température diminue dans une proportion que nous pouvons croire théoriquement à peu près constante. La proportion de cette diminution variera à son tour selon que les massifs montagneux sont influencés par les océans ou auront une position continentale. L'étendue et la forme des territoires d'altitude (s'agira-t-il d'un relief mamelonné ou très tourmenté, découpé en vallées profondes et en arêtes fortement émergentes, ou d'une immense pénéplaine?) interviendront pour exagérer ou pour déprimer l'effet direct de l'altitude.

Si nous ignorons ces diverses situations locales du relief, difficilement nous pourrions nous rendre compte de la *multiplicité des variations* qu'un climat de montagne porte en lui-même.

Généralement l'augmentation de l'altitude entraîne une diminution de température et, comme nous l'avons constaté, elle tend également à en atténuer l'oscillation. Les moyennes sont de plus en plus uniformes, moins sujettes à des perturbations au fur et à mesure que l'on s'élève, quand des formes locales particulières n'entravent pas d'une manière ou de l'autre l'action spécifique de l'augmentation d'altitude. Une montagne ou une chaîne isolée reproduisent avec plus d'uniformité ces conditions théoriques.

Des plateaux étendus, à plus forte raison s'ils sont dépourvus de pics et d'arêtes saillantes et s'ils sont dénudés, opposent à l'action égalisante de l'altitude l'action amplificatrice d'une surface plane continentale et les

deux influences tendront mutuellement à prévaloir. L'altitude agit dans ce cas comme le pourrait faire une vaste masse d'eau, une mer intérieure, un lac.

Cette règle, comme nous le verrons par la suite, a une limite. De même que l'altitude agit sur l'augmentation des pluies jusqu'à un niveau limite au delà duquel les pluies, au lieu d'augmenter, diminuent avec une progression retardée, il y a une limite sur ces hautes montagnes de l'Afrique Centrale équatoriale, que nous croyons pouvoir établir à environ 4,000 m., mais qui varie avec la masse et la hauteur des montagnes, au-dessus de laquelle la courbe de variation diurne atteint un maximum d'irrégularité. Son amplitude annuelle reste soumise à la règle de la diminution progressive avec l'altitude. A l'exclusion de ces hauts sommets, soumis à un régime thermique particulier, si nous procédons de proche en proche dans le sens de l'influence des formes du terrain, nous parvenons à la conclusion, admise par les auteurs, que *les formes convexes réduisent l'oscillation de la température, tandis que les formes concaves l'exagèrent*. D'ici à la discrimination d'une série nombreuse de microclimats divers, dans lesquels la température jouerait un rôle prépondérant, le pas est bref.

Un des phénomènes parmi les plus connus des climatologues qui se sont occupés du climat de montagne, c'est *l'inversion nocturne de la température*.

Hann l'observait déjà en 1876 pour l'Autriche et la Suisse. Il appelait les vallées « centres de froid » et les comparait à des lacs remplis d'air froid. Il considérait que *la température minimum d'une vallée dépend en grande partie de sa forme et du fait que l'écoulement en est faible ou non*. Hann explique le phénomène de la façon suivante pour les Alpes : « La météorologie moderne admet qu'au-dessus d'un maximum barométrique, l'air est animé d'un mouvement descendant. La haute température et la sécheresse de l'air dans les stations de montagne pendant un maximum barométrique s'expliquent de la manière la plus naturelle par cette descente de l'air, de sorte qu'il doit se produire des phénomènes parfaitement analogues à ceux qui accompagnent le fœhn. A une certaine distance du sol il faut naturellement que le mouvement descendant cesse et se transforme en un mouvement horizontal également lent. Dans cette

partie de sa course, l'air est refroidi par le rayonnement calorifique, que favorise singulièrement l'extraordinaire diathermanéité de l'air pur et sec. Ce grand refroidissement donne lieu au brouillard épais qui couvre la plaine en pareil cas. »

Un autre exemple demeuré classique pour l'Europe et que les auteurs relatent (Hildebrandsson et L. Teisserenc de Bort, Angot, etc.) est l'inversion de température que l'on observe entre le Puy-de-Dôme et Clermont-Ferrand. Des cas similaires sont cités pour maintes régions du globe : Dechevreux pour les États-Unis d'Amérique; H. W. Dove pour la Suisse; W. Schmidt pour l'Autriche; S. A. Hill pour les Indes anglaises; Angström pour la Suède; G. Taylor pour l'Australie; Ch. Poisson pour Madagascar, etc. ⁽¹⁾.

Dans nos montagnes du faitage Congo-Nil le phénomène ne se différencie pas beaucoup des aspects qu'on lui connaît. C'est un phénomène *constant* que nous avons observé dans les nuits calmes. Son degré d'intensité varie en fonction du degré de transparence et de perméabilité de l'air. Par temps serein et si le sol n'est pas imprégné d'eau, le rayonnement devient intense tout de suite après le coucher du soleil. Le courant descendant de Hann s'établit parallèlement et augmente sa vitesse aux premières heures de la nuit. L'air chaud qui adhérerait au sol est expulsé, pour faire place à l'air froid et lourd provenant des couches supérieures. C'est ce qui explique, peut-être, l'amplitude totale moindre de la température à 50 cm. au-dessus de la surface du sol. L'air chaud, plus léger, monte en altitude ⁽²⁾. Le phénomène prend naissance dans les niveaux bas, dans les vallées plus étroites, dans les cuvettes et gagne rapidement

⁽¹⁾ Pour la couche en contact immédiat avec le sol (régime de microclimat), l'inversion de la température, d'après P. Seltzer, se vérifie quand la quantité de chaleur rayonnée de la surface du sol dépasse la quantité de chaleur donnée par la radiation parvenant au sol. Ce fait est général bien avant le coucher du soleil, quand l'air est tranquille; il retarde si le vent près du sol atteint une certaine vitesse (par ex. 2^m5 à la seconde). Par ciel couvert, la quantité d'énergie radiante reçue par le sol étant moindre, le refroidissement par rayonnement parvient à prévaloir quelques heures avant le coucher du soleil.

⁽²⁾ Nous avons vu que la moindre importance de l'oscillation diurne dans cette couche dépend principalement du maximum, régulièrement inférieur à celui de la couche d'air à 1^m75. Les chiffres donnés par nous sont évidemment des moyennes. Si l'on accepte l'observation de Seltzer, d'après laquelle par ciel cou-

les pentes des montagnes. L'air lourd accumulé sur les pentes, aussitôt qu'il atteint une certaine épaisseur, commence à glisser par la loi de la pesanteur. Il aura une vitesse qui ira en augmentant jusqu'à ce qu'un certain équilibre soit atteint. Sur les rives du lac soufflera alors « la brise de montagne » qui se dirige au large en direction normale aux côtés; dans les vallées et dans tous les bas fonds, l'air froid comble les concavités et atteint une certaine hauteur en fonction du degré d'intensité du phénomène. Les vallées sont ainsi noyées. S'il y a des marais, comme cela arrive fréquemment, il se produit une condensation au-dessus de leur surface, d'autant plus intense que plus forte en sera la température de l'eau et par conséquent de l'évaporation. Un brouillard léger occupera la vallée. Si des vallées latérales convergent vers une vallée principale dans laquelle l'écoulement est difficile ou ne s'opère pas, la brise de montagne elle-même transporte du brouillard qui s'accumule dans le bas, augmente progressivement en épaisseur par d'autres apports et remonte à son tour les vallées vers l'amont. Nous aurons alors une étendue de brouillard, parfois très épais, qui noyera les vallées sur une grande étendue; fait qu'il nous a été donné d'observer plus d'une fois. L'air froid accumulé atteint sa température plus basse entre 3 et 6 heures du matin.

L'existence d'une forêt dense sur les pentes ralentit l'écoulement de l'air froid et peut même l'arrêter, tandis que les formations de brousse et à plus forte raison les associations de prairie n'exercent aucune action. A égalité de conditions atmosphériques l'intensité du drainage de l'air froid vers le bas est en rapport nécessaire avec la forme et l'inclinaison des pentes. La fréquence de la brise est en rapport évident avec l'état du ciel, en d'autres termes, avec l'intensité et l'ampleur du rayonnement. Peu après le coucher du soleil l'humidité relative augmente rapidement et atteint son maximum vers minuit. Si la condensation n'est pas atteinte et si l'atmosphère garde une transparence suffisante, la brise ne manque pas de se produire avec une intensité qui augmentera au-dessus des surfaces

vert le rayonnement du sol prévaut sur la radiation reçue de l'atmosphère déjà quelques heures avant le coucher du soleil, nous pouvons supposer que ce bilan défavorable pour la couche à 50 centimètres du sol est un fait prédominant (il expliquerait la moyenne) parallèlement au pour cent élevé de nébulosité.

ayant le rayonnement le plus fort. La brise atteint sa tension la plus forte au milieu de la nuit et décroît lentement jusqu'au lever du soleil.

A Tshibinda, cette brise souffle comme un vent frais, léger, depuis 2,200-2,100 m. d'altitude, parallèlement à la lisière de la forêt. Si l'on pénètre dans la forêt même on ne la ressent plus.

La direction ordinaire de l'écoulement de l'air froid est la ligne de plus forte inclinaison des pentes. Il faut croire que la descente de l'air froid, qui commence à une certaine altitude au-dessus des sommets des montagnes, peut atteindre de fortes vitesses, dans des conditions exceptionnelles qui ne nous sont pas encore suffisamment connues.

La nuit du 19 au 20 février 1930, dans la selle Mukuru, à près de 4,000 m. d'altitude sur le Karisimbi, nous fûmes éveillés brutalement par un étrange fracas, comme si tout à coup une puissante cascade d'eau s'était produite près de nous.

Notre tente, qui pourtant était solidement attachée au sol, était secouée violemment par des poussées verticales intermittentes du bas en haut, qui faillirent arracher complètement notre campement. Sans perdre une minute, nous dûmes lutter de toute notre énergie pour retenir notre tente, qui entretemps avait eu presque tous les piquets arrachés par le vent. Le phénomène dura une vingtaine de minutes.

Il était minuit et demi et le ciel était parfaitement serein. L'étrange fracas paraissait provenir du cône terminal du Karisimbi, qui surplombe la selle Mukuru de 500 mètres. Le courant, qui produisait une vive sensation de froid, rebondissait contre tout obstacle qu'il heurtait sur son chemin. Ceci se voyait clairement, parce que les touffes d'*Uncinia runssorensis* et les Seneçons situés en bas dans la selle étaient secoués. Notre tente était au-dessus de la plaine marécageuse de la selle, sur un talus plus élevé d'une quinzaine de mètres, et était protégée du côté Nord-Est par un autre talus (le rebord de la « caldeira » Mukuru) qui constituait une défense contre l'alizé boréal soufflant avec violence pendant le jour. Nous offrions par conséquent deux obstacles, l'un à l'avant, l'autre à l'arrière, contre lesquels ce courant descendant rebondissait. C'est ainsi que nous fûmes avertis, d'une manière si efficace, du curieux phénomène.

La nuit suivante le vent descendant fit de nouveau son apparition approximativement à la même heure, mais avec une intensité moindre.

Notre tente ne fut que secouée violemment, comme l'aurait été une voile ⁽¹⁾.

Nous ne saurions préciser les causes du phénomène. Evidemment, le rayonnement de toute la montagne a dû être particulièrement intense. Le courant a produit une élévation inusitée de la température; le minimum du 20 février a été de $+1^{\circ},5$, supérieur d'au moins $1^{\circ},5$ du minimum ordinaire de l'endroit. L'humidité relative près du sol à Mukuru montra une singulière irrégularité pendant toute la nuit, et la nuit suivante elle accusa une forte baisse très brusque, comme on peut l'observer au psychrogramme reproduit au chapitre VI. Des observations plus nombreuses auraient été nécessaires pour pouvoir formuler des hypothèses d'ordre général.

Tout ce qui peut atténuer le rayonnement est une cause d'affaiblissement du glissement d'air. Si le ciel se couvre, ce mouvement est à peu près inexistant. Nous avons vu, dans le chapitre I, qu'il peut même se produire une réflexion mesurable d'ondes calorifiques du plafond nuageux vers le sol.

L'inversion de la température nocturne acquiert une importance particulière dans les contrées montagneuses des latitudes équatoriales et tropicales. A la variation déjà assez forte de la variation diurne vient s'ajouter le refroidissement nocturne des vallées (de celles sans possibilité d'écoulement ou à écoulement difficile), et le phénomène se produit à n'importe quel mois de l'année, sans déceler de périodicité. Peut-être est-il plus fréquent pendant les saisons sèches.

Les planteurs de Sao Paulo au Brésil en connaissent les effets, puisque pour leurs plantations de caféiers ils recherchent les pentes au lieu des fonds de vallées. Les premiers planteurs du Kivu, qui ignoraient le système cultural des pentes des montagnes, recherchèrent les vallées, les courtes plaines encaissées et en général les bas niveaux d'un accès ordinairement plus facile et d'une systématique moins onéreuse. Ils eurent par

(¹) M. E. Regnier, ing. agr., constata, le 19 février 1931, au même endroit de campement de Mukuru sur le Karisimbi, un phénomène analogue de foehn. Vers minuit il fut obligé de sortir de sa tente et d'en renforcer les piquets, parce qu'un vent violent qui donnait l'impression d'une bourrasque subite allait arracher le campement. La température minima de cette nuit fut de près de 1° .

la suite de nombreux et amers déboires, que nous aurons l'occasion d'analyser ultérieurement.

La stagnation nocturne de l'air froid peut abaisser la minima d'un fond de vallée de 5°-6° au-dessous de la normale (nous avons vu un exemple en parlant de l'oscillation totale), de manière qu'une station donnée peut avoir des minima notablement inférieurs à ceux d'une station de pente plus élevée de 200-300 m. et même davantage ⁽¹⁾.

Toutefois, nous désirons insister sur le fait que, pour autant qu'il est de notre connaissance, le *point de congélation* n'est jamais atteint au-dessous de 3,000 mètres. C'est une constatation importante, parce que l'apparition de gelées blanches constituerait une entrave sérieuse à l'établissement de certaines cultures tropicales.

Pour calculer le *gradient de décroissance* de la température sur les pentes des montagnes, nous nous sommes servi de la température de 8 heures, au lieu de nous prévaloir de la moyenne annuelle. N'ayant que cinq lectures par jour dans les stations principales et seulement l'observation du maximum et du minimum dans les stations secondaires, nous avons cru plus conforme à la vérité de nous en tenir à une température réelle plutôt qu'à une moyenne arithmétique. Nous avons vu, d'autre part, que les températures de 8 et de 18 heures concordent dans presque tous les mois de l'année avec la moyenne; par conséquent, les résultats obtenus en nous servant de la température de 8 heures reflètent assez fidèlement les résultats que l'on aurait obtenus avec la moyenne.

Nous avons pris comme point de départ la station d'Uvira, près des rives du Tanganyka, située à 800 m. d'altitude, et comme point terminus l'observatoire de Tshibinda, à 2,115 m. d'altitude. Portant en ordonnées l'altimétrie de ces deux stations et des autres placées à des altitudes intermédiaires, et en abscisses les degrés de température, nous avons construit le diagramme n° 38 que nous reproduisons.

Il apparaît que pour les stations ne subissant pas d'influences particulières à cause de leur exposition ou de leur altimétrie, la décroissance est progressive. Le gradient normal que nous obtenons est de l'ordre de 0°,60

⁽¹⁾ D'après Juhlin, l'accroissement de la température avec la hauteur est une fonction linéaire de la température, de sorte que plus la température est basse, plus l'accroissement de la température avec la hauteur est grand.

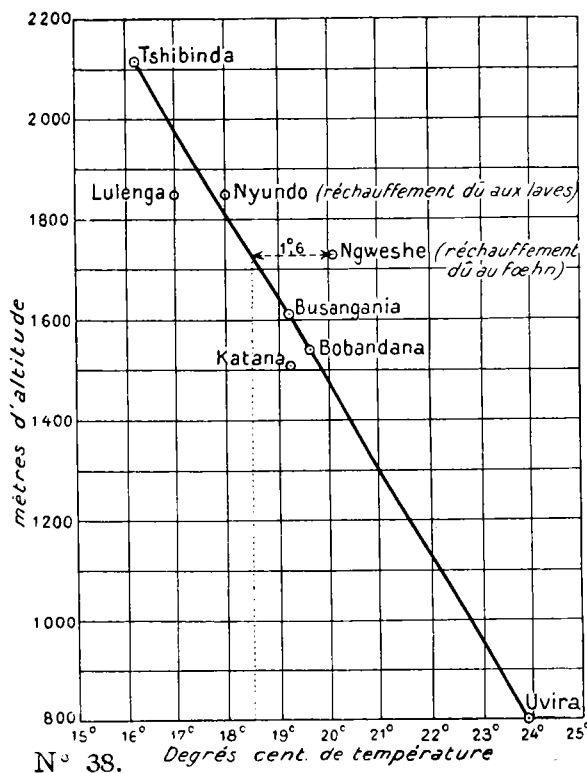
pour 100 m. d'élévation. Saussure trouvait au Mont Blanc 1° pour 150 m.; pour les pays d'Europe le gradient généralement admis entre stations de même situation topographique, mais à des altitudes différentes, est de 1° pour une augmentation d'altitude de 180 m., soit à peu près $0^{\circ},56$ pour 100 m. (Angot). Sur les hauts plateaux éthiopiens le gradient se trouve être de $0^{\circ},60$ pour 100 m. d'élévation pour la température moyenne (Tancredi). Pour la station de Tananarive à Madagascar le gra-

dient *vertical* est de 1° pour 134 m., soit $0^{\circ},74$ pour 100 m. (Ch. Poisson).

A l'air libre le gradient est beaucoup plus fort. Il varie d'abord selon la hauteur des couches considérées, puis selon l'état de saturation de l'air, la pression, etc. Au-dessus de 3,000 mètres jusqu'à 10,000 mètres, d'après les auteurs, le gradient augmente. L'étude des gradients dans l'air libre ne pouvait être comprise dans le programme de nos investigations.

Le gradient de décroissance de la température près du sol varie parfois assez sensiblement, comme le montre le diagramme 38.

GRADIENT DE DÉCROISSANCE DE LA TEMPÉRATURE



Le fœhn exerce une action manifeste de réchauffement qui est d'autant plus sensible que les conditions topographiques locales le favorisent. Le tourbillon sous le vent des dorsales peut encore exercer une action indirecte d'échauffement, mais dans une mesure moindre.

La station de Ngweshe, qui pourtant n'est pas très proche de la ligne de fœhn, présente un échauffement de $1^{\circ},6$ sur la température normale. Cela nous paraît caractéristique et peut faire mieux comprendre de quelle

façon le fœhn réduit la pluviosité d'une station et peut influencer son degré moyen d'humidité relative.

La station de Rubengera, d'une altitude approximativement égale à Ngweshe, sous l'influence simultanée de sa position sous le vent et du voisinage de la ligne de fœhn, voit sa température plus élevée de 1°,3 de la normale.

Nyundo doit sa propre anomalie, probablement à la plaine de lave, en grande partie dénudée, qui s'étend à l'Ouest de la station.

Dans le tableau ci-dessous, nous récapitulons la température réelle de 8 heures (équivalente à la moyenne) des principales stations du réseau, avec l'indication pour chacune de l'anomalie positive ou négative par rapport à la normale. Les stations sont ordonnées selon l'altimétrie progressive et sont suivies de l'indication d'une série de points d'altitude correspondant à des localités visitées, des montagnes de la région, pour lesquelles il a été facile de calculer l'isotherme de 8 heures.

Isothermes de 8 heures.

STATIONS.	ALTITUDE.	TEMPÉRATURE NORMALE.	TEMPÉRATURE ANORMALE.	VALEUR DE L'ANOMALIE
—	—	—	—	—
Uvira	800 m.	23°9	—	—
Katana	1,500 m.	—	19°2	—0°5
Bobandana	1,540 m.	19°6	—	—
Busangania	1,610 m.	19°2	—	—
Rubengera.	1,725 m.	—	19°9	+ 1°3
Ngweshe.	1,730 m.	—	20°2	+ 1°6
Lulenga.	1,800 m.	—	17°0	—0°8
Nyundo.	1,880 m.	—	18°0	+ 0°3
Tshibinda.	2,115 m.	16°2	—	—
—	2,400 m.	14°4	—	—
—	3,000 m.	10°8	—	—
—	3,300 m.	9°0	—	—
—	3,500 m.	7°8	—	—
—	4,000 m.	4°8	—	—
—	4,100 m.	4°2	—	—
—	4,500 m.	1°8	—	—

L'anomalie des isothermes des stations influencées par le fœhn et des stations sous le vent apparaît davantage si l'on songe que Rubengera et Ngweshe, stations d'altitude équivalente, ont à peu près la même température que Bobandana, station au bord du lac, plus basse de 200 mètres. La dénivellation ne joue en ce cas aucun rôle vis-à-vis de l'abaissement de la température.

Le gradient de $0^{\circ},60$ par 100 m. est un gradient normal moyen, car il est sujet à varier encore selon l'exposition. Ce gradient est plus grand (de l'ordre de $0^{\circ},62$) sur l'exposition Sud et il est plus petit (de l'ordre de $0^{\circ},50$) sur l'exposition orientale *au vent*. Le gradient de 14 heures, d'autre part, diffère notablement du gradient moyen. Mesuré entre les stations de Katana (Mugeri) et de Tshibinda, ayant entre elles une dénivellation de 600 m., il est de $1^{\circ},1$ pour 100 m. d'élévation, ce qui veut dire le double du gradient de 8 heures sur la même exposition. Il dépasse le gradient adiabatique.

Il est encore probable que sur l'exposition Sud il dépasse cette valeur de quelques dixièmes de degré centigrade. Le gradient subit vraisemblablement de légères oscillations au cours des saisons : il augmente peut-être à l'époque des équinoxes et fléchit au solstice boréal.

TEMPÉRATURES MOYENNES RÉELLES ET ISOTHERMES DES PARALLÈLES RÉDUITES AU NIVEAU DE LA MER. — Les moyennes ont été calculées en faisant la demi-somme des maxima et des minima. Nous nous sommes résolu à adopter cette méthode, parce qu'aucune station du réseau n'a fait les observations au moins toutes les deux heures (nous ne tenons pas compte des enregistreurs), ensuite parce que la plupart, comme nous l'avons déjà dit, ne relevaient que les deux extrêmes. La demi-somme des maxima et des minima exprime du reste assez bien la moyenne réelle et nous avons vérifié qu'elle ne diffère que de quelques dixièmes de degré de la moyenne que l'on aurait obtenue par l'addition de la température de chaque heure de la journée. L'approximation est de ce fait suffisante.

Nous donnons ces températures ci-après, d'après l'altitude des stations. Si on les compare avec les isothermes de 8 heures, on remarquera la quasi-identité.

Moyennes réelles des stations du réseau.

Uvira	800 m.	23°9	Sud.
Katana (Mugeri)	1,500 m.	21°3	Est, au vent.
Bobandana	1,500 m.	19°6	Nord.
Kissenye	1,470 m.	—	Sud, sur la rive du Kivu.
Busangania	1,610 m.	19°2	Est, fond de vallée.
Rubengera.	1,725 m.	19°9	Ouest, sous le vent.
Ngweshe	1,730 m.	20°2	Est (foehn).
Lulenga (Rugari)	1,800 m.	18°4	Ouest, sous le vent.
Kabgayé	1,867 m.	18°6	Est, hauts plateaux.
Nyundo	1,880 m.	17°9	Sud-Ouest.
Kahundu	1,925 m.	15°8	Ouest, hauts plateaux.
Tshibinda	2,115 m.	16°2	Est, au vent.

Pour établir les isothermes des parallèles passant sur nos régions et satisfaire à la nécessité de la comparaison géographique avec les régions de latitude analogue, nous avons choisi les moyennes des stations les plus proches de chaque parallèle : Uvira, sur le Tanganyka, par 3°24'25" lat. Sud; Rubengera, sur le Kivu, par 2°02'45" lat. Sud, et Lulenga (Rugari) par 1°24'40" lat. Sud, et nous les avons réduites au niveau de la mer. L'isotherme du 3° parallèle Sud est alors de 28°,7; l'isotherme du 2° parallèle Sud de 29° ⁽¹⁾ et l'isotherme du 1° parallèle Sud de 29°2.

TEMPÉRATURE DU SOL. — N'ayant pu faire que trois lectures par jour, nous sommes privé de la possibilité d'obtenir une moyenne, de connaître l'amplitude totale atteinte par la température dans les différentes couches et de voir à quelle heure se placent dans le sol les maxima et les minima.

Nous ne pouvons non plus établir des parallélismes entre les diverses couches explorées, dans l'air libre et dans le sol, ni construire la courbe du jour thermométrique moyen dans le sol. Ces comparaisons nous auraient offert la mesure de certains rapports venant s'établir entre les couches et entre celles-ci et l'air, dont la connaissance est de la plus

⁽¹⁾ La température de la station du Rubengera est anormale et l'anomalie est égale à +1°3. Pour calculer l'isotherme du deuxième parallèle nous avons débarrassé la température réelle de la station de son anomalie positive, causée par le foehn.

haute valeur. A cause de ces réserves, notre investigation est forcément limitée. Notre désir d'obtenir les meilleurs résultats a été souvent limité par notre organisation parfois trop primitive et par les difficultés inévitables auxquelles se heurtent ceux qui sont appelés à commencer une recherche, à explorer ce qui a été jusqu'alors inconnu.

Le sol est le siège d'une série d'échanges qui s'opèrent entre lui et l'air voisinant; les échanges sont soumis à variation selon les agrégats qui forment le terrain (chacun possédant des propriétés spécifiques) et leur état de dispersion. Pour évaluer ces échanges et les apprécier à travers la mesure des rapports qu'ils entretiennent avec les autres éléments pour constituer ce que l'on appelle « le climat du sol » et présider à l'évolution biologique du sol, il faut connaître les éléments minéralogiques et chimiques qui le constituent; il faut l'avoir analysé dans son organisation. Ces éléments de connaissance nous manquent pour l'instant, de sorte que nous nous limiterons à l'exposition de l'état thermique du sol, tel que nous l'avons observé. Dans un travail suivant, quand l'élaboration de notre documentation aura été complétée, nous essayerons de pousser l'investigation dans le « bilan » des énergies qui entretient pour chaque type de sol, au cours de l'évolution, un stade d'équilibre déterminé.

Nous avons vu, à propos de l'établissement du gradient et des températures moyennes, que la température de 8 heures correspond assez bien avec la moyenne réelle. Il était tout naturel d'avoir recours à cette température pour obtenir des résultats pouvant donner une idée suffisamment précise de la distribution du calorique dans le sol. Nous nous y sommes basé pour construire les quatre diagrammes démonstratifs reproduits dans les planches V, VI, VII et VIII.

En premier lieu nous avons voulu nous rendre compte du comportement de l'*oscillation annuelle* dans le sol et son rapport avec l'*oscillation annuelle* dans l'air libre, à la couche de 1^m75. La recherche a été appliquée aux quatre stations types du réseau: Tshibinda, Lulenga, Katana (Mugeri) et Kabgaye, qui possèdent aussi des sols bien différents l'un de l'autre. Tshibinda a un terrain d'origine volcanique, de constitution irrégulière; Katana possède des argiles rouges d'origine basaltique de grande puissance et de constitution uniforme; Lulenga présente des strates sableuses d'origine volcanique (tufs et alluvions de terre végétale) de grande profon-

deur ⁽¹⁾; Kabgaye a des sols plus ou moins latéritisés, originaires de roches cristallines acides, superposés en strates puissantes. Pour Tshibinda et pour Kabgaye il nous est possible de donner dès maintenant la constitution physique des couches explorées par les thermomètres, en nous abstenant toutefois d'entrer dans la discussion des rapports entre cette constitution et la répartition de la température. Nous anticiperions très incomplètement sur des conclusions qui trouveront plus tard une exposition appropriée.

Y a-t-il concordance ou discordance entre le comportement de la température dans l'air libre près du sol et dans le sol?

L'oscillation annuelle de la température du sol paraît ne s'écarter que faiblement de la température de l'air à 1^m75. Il s'agit surtout d'une apparence, parce que les températures de 8 heures reportées dans les diagrammes sont troublées par l'onde diurne qui se superpose et chevauche l'onde annuelle. Apparence qui est du reste confirmée par le diagramme de Tshibinda, dans la construction duquel il a été possible de tenir compte de l'onde thermique diurne qui a été éliminée par l'addition ou la soustraction de la température moyenne de 8 heures de chaque mois et de chaque couche de la différence entre cette température et la moyenne réelle observée de l'onde diurne de chaque couche. Nous avons estimé que la valeur de l'onde relevée reste plus ou moins constante toute l'année. La seule couche à 1 mètre est restée inaltérée, parce qu'à cette profondeur l'onde diurne n'existe plus. Le diagramme de Tshibinda (planche V) donne ainsi la marche effective de la température au cours de l'année moyenne.

Les diverses couches présentent une amplitude diverse de l'oscillation annuelle. Une première distinction paraît devoir être établie entre terrains à constitution hétérogène et terrains à texture uniforme. Parmi ces derniers, les argiles rouges (Katana), les argiles latéritiques (Kabgaye), les dépôts tufacés (Lulenga), etc. ⁽²⁾. D'une manière générale, la température aux trois heures d'observation augmente, dans ces types de sol, de la couche d'air au sous-sol avec une progression constante et l'augmentation

⁽¹⁾ Superposées à un manteau latéritique ancien situé à grande profondeur.

⁽²⁾ La terminologie que nous employons ici pour indiquer les types de sols dont nous nous occupons est tout à fait *provisoire* et pourra être modifiée après que l'étude des matériaux pédologiques aura été complétée.

de l'onde thermique apparaît beaucoup plus importante dans les sols latéritiques et les argiles plus ou moins latérisées. Autrement dit, ces sols sont plus chauds en profondeur.

Si à l'uniformité de la structure s'ajoute une sécheresse constitutionnelle ⁽¹⁾, comme c'est le cas surtout des sols types de Katana et de Kabgaye, l'amplitude de l'oscillation annuelle ne varie que très peu d'une couche à l'autre jusqu'à la profondeur de 1 m., pour autant, évidemment, que cela résulte des trois observations journalières (planches IV et V). Il faut tenir compte que très vraisemblablement les températures de la couche à 15 cm. s'approchent de l'onde des minima à la surface du sol et que les températures de la couche à 50 cm. s'approchent de celles de l'onde des minima à la surface du sol et que les températures de la couche à 50 cm. s'approchent de celles de l'onde des maxima. Ceci explique l'anomalie apparente que l'on pourrait remarquer à la suite d'un examen superficiel des diagrammes, par rapport à la loi exponentielle de Fourier.

L'augmentation du calorique en profondeur dans ces sols est une progression arithmétique. La couche à 1 mètre, parmi celles étudiées, apparaît la plus chaude. L'époque des maxima et des minima concorde assez bien avec les époques correspondantes dans l'air libre au-dessus du sol; ce qui veut dire que ces sols uniformes et secs ont réalisé un équilibre thermique stable.

Sous ce rapport un rapprochement peut être établi entre le type de sol de Katana (argiles rouges basaltiques) et le type de Kabgaye (argiles latéritiques de roches acides), et certainement nous sommes proche de la vérité en concluant que ces terres ont *une faible capacité pour le calorique*. C'est la raison pour laquelle l'onde thermique, amortie faiblement au cours de sa propagation, pénètre à de grandes profondeurs.

L'amplitude de l'oscillation annuelle se comporte autrement dans les sols ayant une certaine humidité permanente. Si au degré d'humidité, variable selon les saisons et la profondeur, vient s'ajouter un certain pourcentage d'humus et de calcaire, matières qui améliorent la conductibilité

(1) L'aridité constitutionnelle d'un sol est indépendante, jusqu'à une certaine limite, de la chute totale de pluie quand les conditions topographiques permettent un écoulement normal des eaux de surface. Dans le cas contraire nous aurions un marais.

pour le calorique, l'*état d'échange* entre le sol et l'air est modifié. Ces sols *absorbent* l'onde calorifique, dont l'amplitude est par conséquent augmentée jusqu'à une profondeur limite, après laquelle la progression du calorique diminue jusqu'à rejoindre la « couche invariable ». Un sol stratifié et humide présente ces phénomènes d'une manière plus tranchée qu'un sol uniforme et humide; cela est intuitif. Si nous supposons que les matières humiques contenues dans la strate dite « végétale », et dont la proportion change avec la profondeur, restent quantitativement invariables pendant une certaine période de temps, par exemple un an dans un terrain vierge, il est évident que l'eau du sol, dont la quantité varie avec les saisons et les conditions de circulation, devient le principal régulateur de l'absorption de l'onde calorifique. Toute modification apportée dans la proportion de l'humus, du calcaire et de l'eau (pour ne citer que les matériaux essentiels) et dans leur état de dispersion produit des variations dans l'amplification de l'onde thermique près de la surface et modifie la profondeur à laquelle s'établit le niveau de la couche la plus chaude, indépendamment de la quantité de pluie qui tombe sur le sol, dont l'utilisation devient dans ce cas et pour ce qui concerne le climat du sol une fonction de ces trois éléments.

La discussion du diagramme de Tshibinda nous permettra de préciser davantage ces faits. La variation de l'onde annuelle s'amplifie dans la couche à 15 cm. par rapport à l'air libre; elle décroît rapidement dans les strates successives jusqu'à la couche de 50 cm., qui apparaît la plus chaude.

Après ce niveau limite, qui dans le cas spécifique de ce type de sol peut être appelé le « niveau de température maximum », l'amplitude de l'onde thermique annuelle diminue très lentement. Les valeurs de la variation exprimées en degrés centigrades sont : de 1°,4 dans la couche d'air libre à 1^m75; de 3°,5 dans la couche à 0^m15 de profondeur; de 3°,1 dans la couche à 0^m20; de 2°,7 dans la couche à 0^m30; de 2° dans la couche à 0^m50 et de 1°,9 à 1 mètre. Si à cette profondeur l'amplitude de la variation annuelle dépasse celle de l'air libre, cela signifie évidemment que la couche invariable n'est pas atteinte. Boussingault situait cette couche à 1 m. dans les sols de l'Amérique du Sud, entre 11° Nord et 5° de latitude

Sud; plusieurs auteurs la placent à 6 m. dans les pays tropicaux. Nous estimons que pour le type de sol de Tshibinda elle se place approximativement à 4 m. de profondeur. Toutefois, nous pensons que toute généralisation à ce propos n'acquiert de sens réel que quand elle s'applique à des *types de sols analogues comportant des climats analogues*. Nous ne voyons pas quelle mesure standard pourrait être adoptée pour des latérites et pour des sols volcaniques humides stratifiés, même quand ils appartiennent à la même latitude, sans risquer de graves erreurs d'évaluation.

Le diagramme expose un autre fait important : une séparation bien visible entre les mois humides et les mois que nous appellerons secs, pour mieux faire ressortir la distinction. Pendant les premiers, allant de septembre à fin mai, les couches superficielles du terrain sont sensiblement plus chaudes que la moyenne de l'air; le niveau de température maximum oscille entre la strate à 0^m50 et la strate à 1 mètre. Pendant les secondes, approximativement de juin au début de septembre, le niveau de température maximum s'établit à 1 mètre et l'augmentation de température, faible ou nulle près de la surface par rapport à l'air, s'accroît rapidement avec la profondeur, selon que le mois apparaît plus sec et le *rappel d'eau des couches profondes est plus actif*.

Le terrain, qui pendant cette période (pour Tshibinda, d'une durée approximative des trois mois) perd par évaporation plus d'eau qu'il n'en reçoit par les précipitations et toutes autres condensations, voit diminuer en même temps sa capacité pour le calorique, de même que l'onde thermique peut pénétrer plus profondément. Son régime rappelle alors celui des terrains uniformes et constitutionnellement secs.

Tout le régime thermique au cours de l'année se résume en grande partie dans la circulation de l'eau. Quand elle est superficielle, parce qu'il pleut abondamment, le sol est plus chaud près de la surface; quand l'eau s'approfondit, à cause de l'évaporation intense à la surface et qu'il y a appel d'eau des couches inférieures, celles-ci sont les plus chaudes.

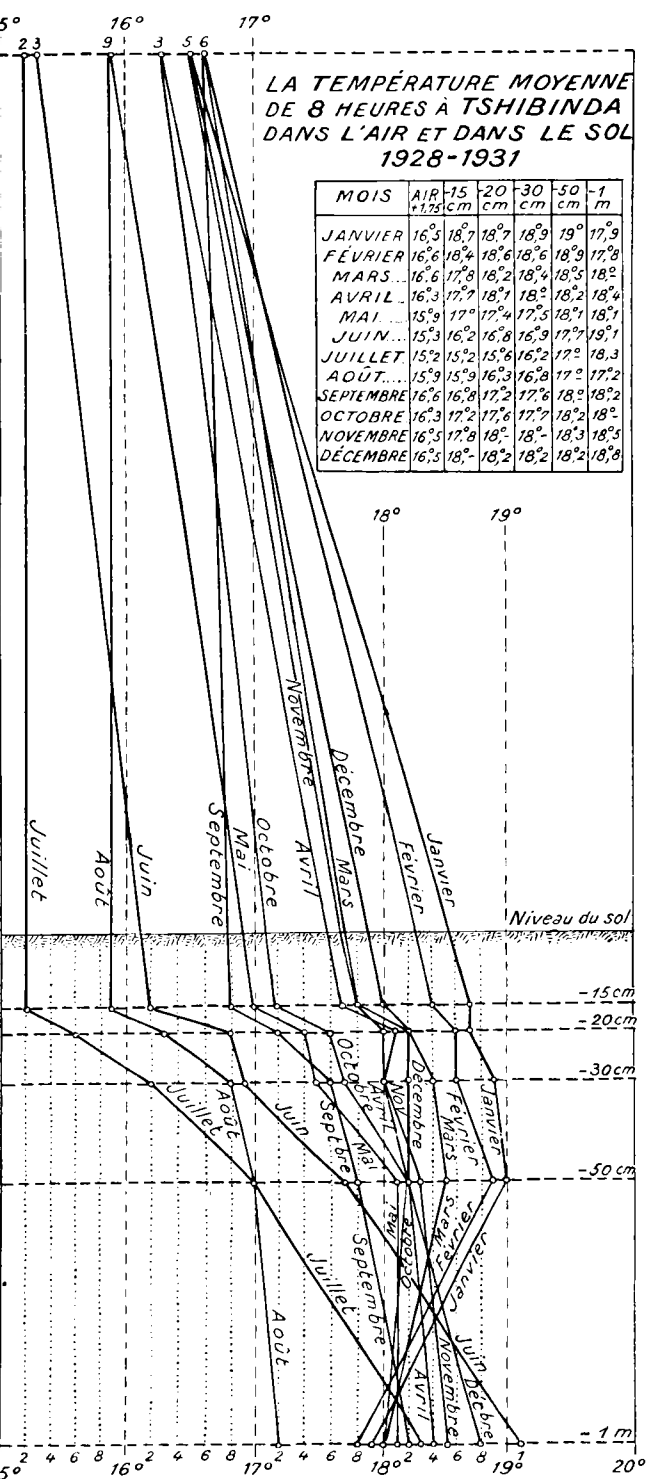
Une distinction s'établit entre les couches superficielles, que nous considérons jusqu'à 0^m50, et la couche à 1 mètre, appartenant déjà au sous-sol. Le comportement de l'oscillation des couches superficielles suit assez fidèlement celui de l'oscillation dans l'air libre. Ces couches sont

plus chaudes de septembre à avril, plus froides d'avril à septembre. Il y a un maximum principal au solstice austral et deux maxima secondaires aux équinoxes. Le minimum est en juillet.

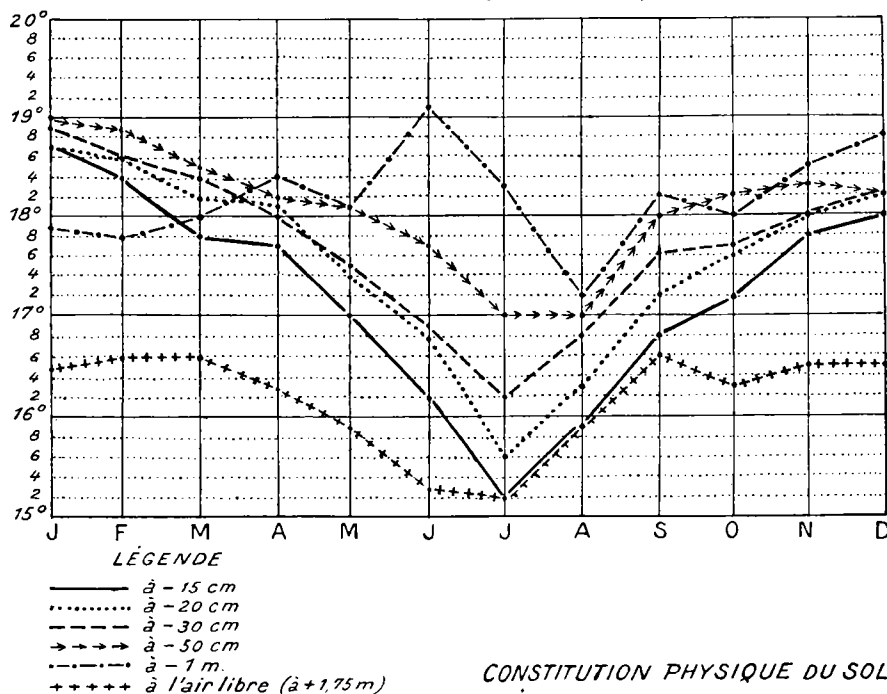
La couche à 1 mètre n'a plus ce régime. Son maximum principal se place en juin au lieu d'en janvier, tandis que les maxima secondaires se maintiennent vers les équinoxes. Le minimum se place en août. Il nous semble pouvoir conclure à une vitesse de propagation plus lente pour les maxima, plus rapide pour le minimum, peut-être en corrélation avec la diverse teneur en eau du sol. La minima se propagerait en profondeur pendant la période dans laquelle le terrain est plus pauvre en eau. Ces considérations se limitent au type de sol de Tshibinda, car pour les autres, ne connaissant pas l'effet respectif de l'onde thermique diurne, nous sommes forcé de réserver toute conclusion d'ordre général (voir diagramme de la variation annuelle de température annexé à la planche II). Ce que nous pouvons dire, c'est que le régime thermique de ces sols révèle un caractère subéquatorial austral.

Un rapprochement paraît pouvoir être établi entre le type de sol de Tshibinda et celui de Lulenga. Bien qu'ils diffèrent profondément par la constitution, l'un étant stratifié et comportant une couche végétale, une couche argileuse homogène, une couche argileuse mélangée à des bombes volcaniques et à des schistes métamorphosés; l'autre étant *uniforme* jusqu'à de grandes profondeurs, constitué en prédominance par du tuf volcanique; leurs régimes thermiques voisinent par le régime respectif de l'humidité. Le diagramme de Lulenga, n'étant pas rectifié quant aux perturbations induites par l'onde diurne et ne comportant que l'observation de 8 heures, ne laisse voir que très imparfaitement ces rapports. La couche la plus chaude paraît se placer ici à 0^m30, après laquelle la décroissance de la température semble s'accroître avec l'augmentation de la profondeur. La couche invariable se place vraisemblablement dans ce type de sol vers 3 ou 4 mètres.

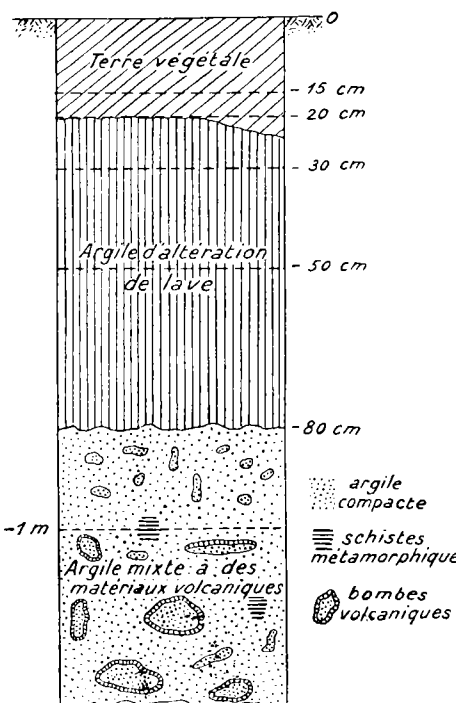
Il nous paraît très probable que dans ces sols la teneur en humus et le rapport silice-argile doit jouer un rôle qui n'est pas négligeable dans la propagation du calorique et dans l'ensemble du climat souterrain; toutefois, à cause de l'insuffisance des documents, nous réservons à une étude ultérieure l'examen de cette question.



AMPLITUDE DE LA VARIATION ANNUELLE DE LA TEMPÉRATURE DE 8 HEURES DANS L'AIR LIBRE ET DANS LE SOL À TSHIBINDA (1928-1931)



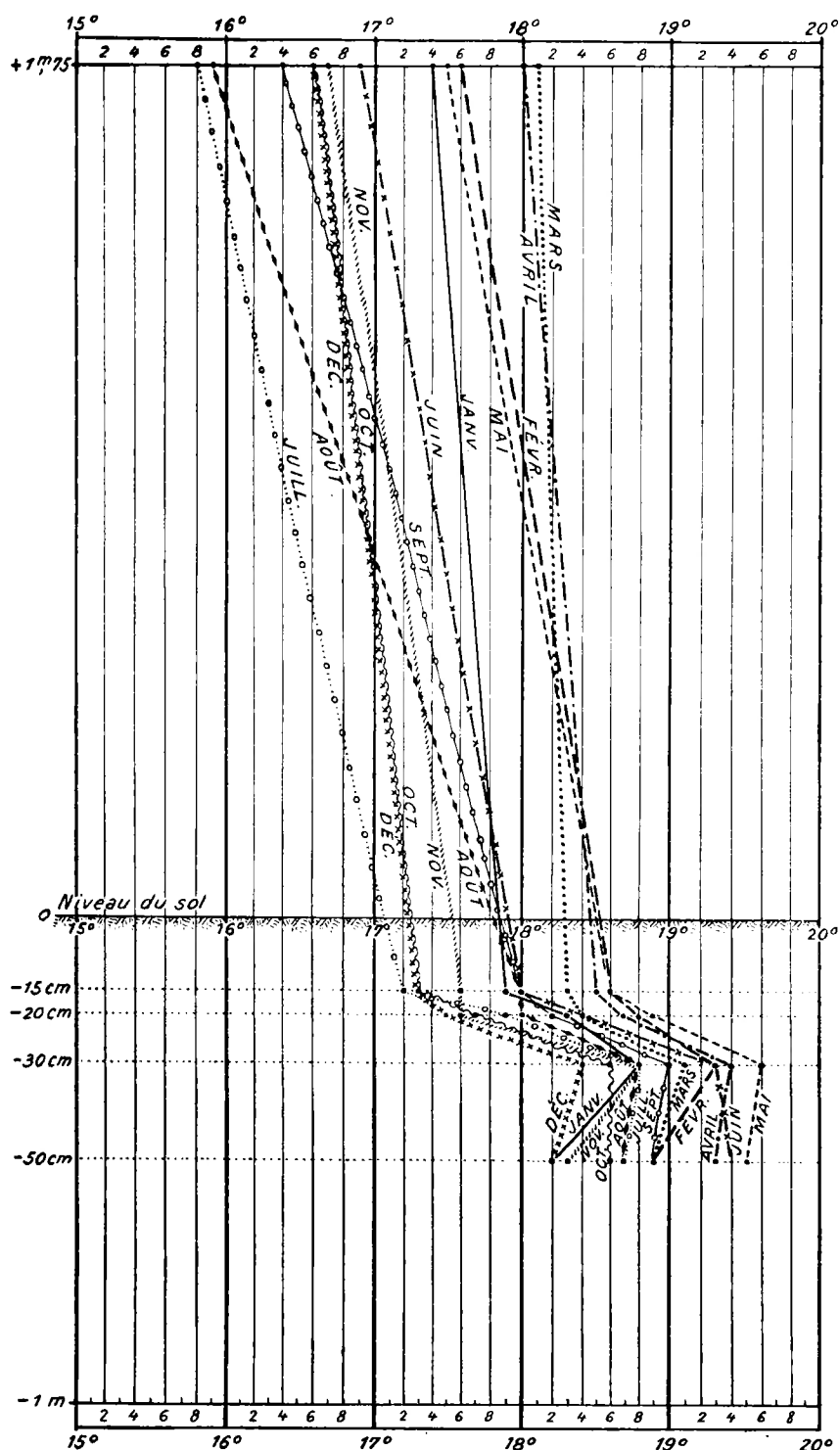
PROFIL DU SOL À TSHIBINDA



CONSTITUTION PHYSIQUE DU SOL

Pour-cent de terre fine, tamis de 1mm	Humidité 100 %	Gros sable	Sable fin	Argile	Humus	Débris végétaux	Calcaire
98,4	10,2	46,2	13,9	1,9	6,2	21,4	néant
66,6	9,2	54,5	10,6	14,2	traces	11,3	néant
48,6	9,7	53,9	14,0	11,8	néant	10,6	néant
54,5	9,8	71,1	6,2	2,4	néant	10,5	néant

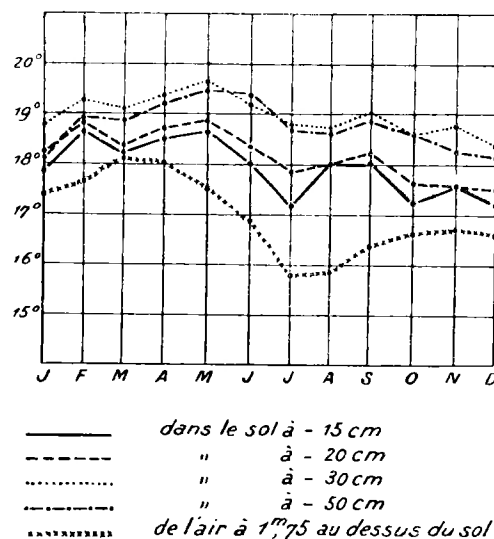
LA TEMPÉRATURE MOYENNE DE 8 HEURES, À L'AIR LIBRE
ET DU SOL, À LULENGA POUR LA PÉRIODE 1928-1931.



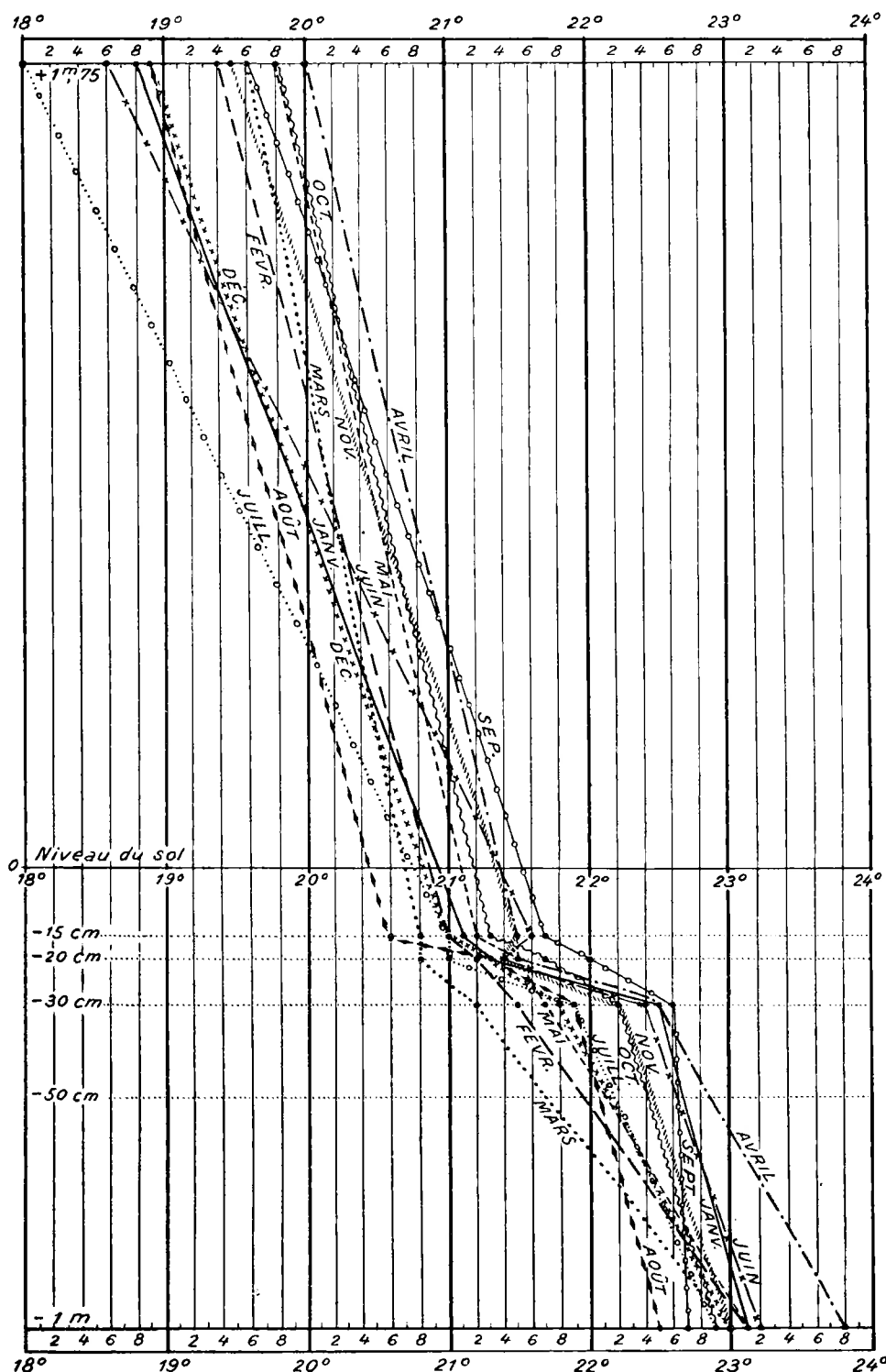
TEMPÉRATURES OBSERVÉES

	à +1 ^m 75	à -15 cm	à -20 cm	à -30 cm	à -50 cm
Janv.	17,4	17,9	18,3	18,8	18,2
Févr.	17,6	18,6	18,8	19,3	18,9
Mars	18,1	18,3	18,4	19,1	18,9
Avril	18,0	18,5	18,7	19,4	19,3
Mai	17,5	18,6	18,9	19,6	19,5
Juin	16,9	18,0	18,4	19,3	19,4
Juill.	15,8	17,2	17,9	18,8	18,7
Août	15,9	18,0	18,0	18,8	18,7
Sept.	16,4	18,0	18,2	19,0	18,9
Oct.	16,6	17,3	17,7	18,6	18,6
Nov.	16,7	17,6	17,6	18,8	18,3
Déc.	16,6	17,3	17,5	18,4	18,2

Amplitude de la variation annuelle de la
température de 8 heures dans le sol et
dans l'air libre à LULENGA (1928-1931)



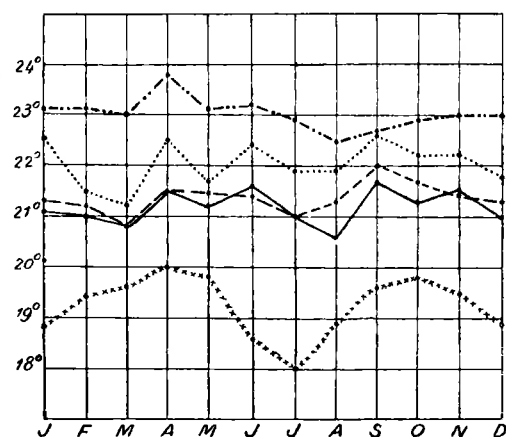
LA TEMPÉRATURE MOYENNE DE 8 HEURES, À L'AIR LIBRE ET DU SOL
À MUGERI (KATANA) POUR LA PÉRIODE 1928-1931



TEMPÉRATURES OBSERVÉES

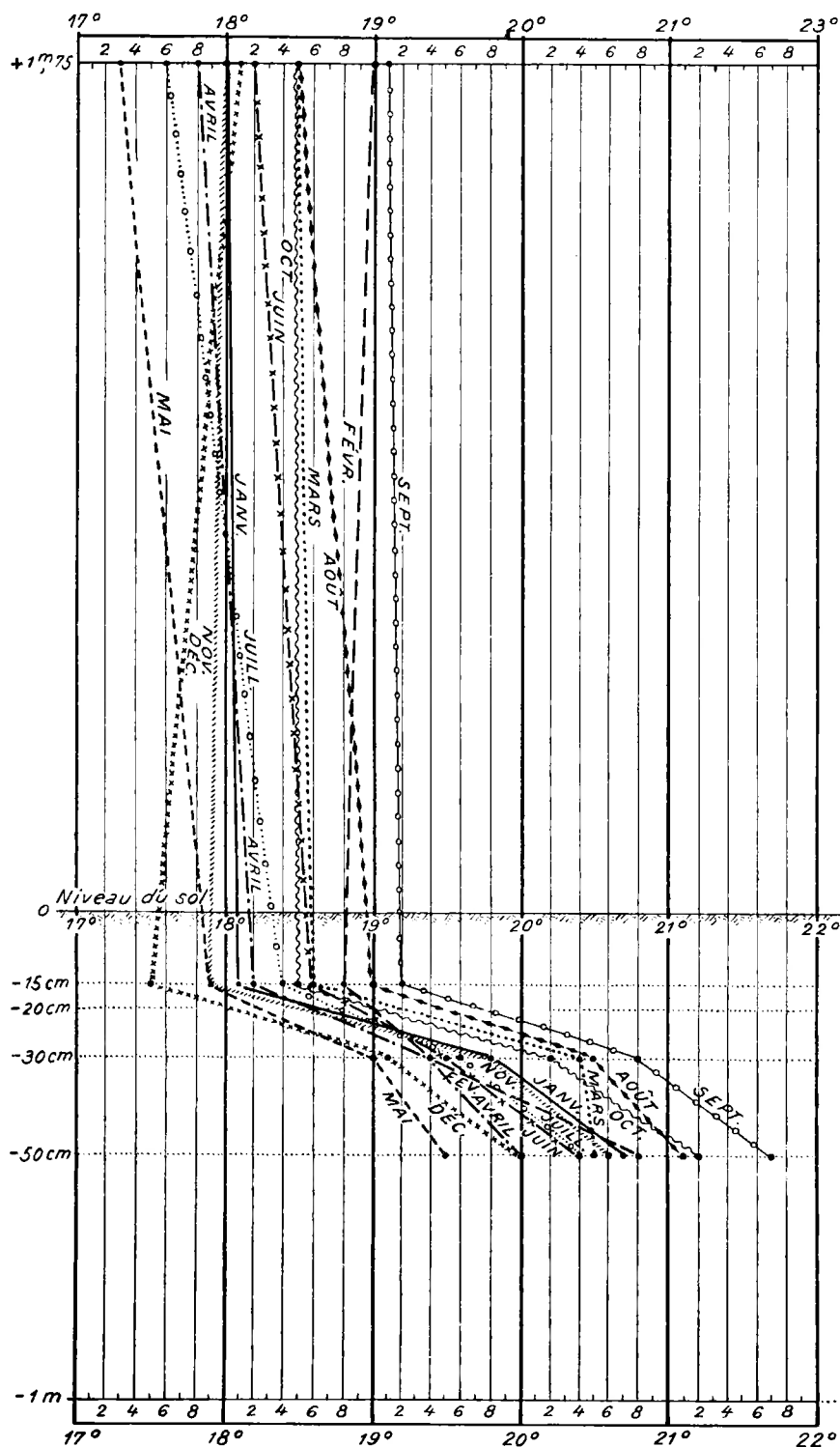
	à +1 ^m ,75	à -15 cm	à -20 cm	à -30 cm	à -1 m
Janv.	18,8	21,1	21,3	22,5	23,1
Févr.	19,4	21,0	21,2	21,5	23,1
Mars	19,6	20,8	20,8	21,2	23,0
Avril	20,0	21,5	21,5	22,5	23,8
Mai	19,8	21,2	21,5	21,7	23,1
Juin	18,6	21,6	21,4	22,4	23,2
Juill.	18,0	21,0	21,0	21,9	22,9
Août	18,9	20,6	21,3	21,9	22,5
Sept.	19,6	21,7	22,0	22,6	22,7
Oct.	19,8	21,3	21,7	22,2	22,9
Nov.	19,5	21,5	21,4	22,2	23,0
Déc.	18,9	21,0	21,3	21,8	23,0

Amplitude de la variation annuelle de la
température de 8 heures dans le sol et
dans l'air libre à MUGERI (KATANA)
(1928-1931)



— T. dans le sol à -15 cm
 - - - " à -20 cm
 . . . " à -30 cm
 - . - " à -1 m
 x x x x x T. de l'air à 1^m,75 au dessus du sol

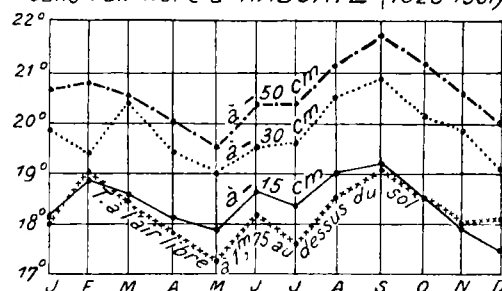
LA TEMPÉRATURE MOYENNE DE 8 HEURES, À L'AIR LIBRE
ET DU SOL, À KABGAYE POUR LA PÉRIODE 1928-1931.



TEMPÉRATURES OBSERVÉES

	à +1m75	à -15 cm	à -30 cm	à -50 cm
Janv.	18,0	18,1	19,8	20,7
Févr.	19,0	18,8	19,4	20,8
Mars	18,5	18,6	20,4	20,5
Avril	17,8	18,2	19,4	20,0
Mai	17,3	17,9	19,0	19,5
Juin	18,2	18,6	19,5	20,4
Juill.	17,6	18,4	19,6	20,4
Août	18,5	19,0	20,5	21,1
Sept.	19,1	19,2	20,8	21,7
Oct.	18,5	18,5	20,2	21,2
Nov.	18,0	17,9	19,8	20,6
Déc.	18,1	17,5	19,1	20,0

Amplitude de la variation annuelle de la
température de 8 heures dans le sol et
dans l'air libre à KABGAYE (1928-1931)



CONSTITUTION PHYSIQUE DU SOL

	Proportion en % de terre fine célés d'imm.	Humidité 100 %	Gros sable	Sable fin	Argile	Humus	Débris végétaux	Calcaire
0 Niveau du sol	86,5	1,56	64,6	12,3	16,9	néant	4,3	néant
- 15 cm								
- 20 cm								
- 30 cm								
- 50 cm	86,6	2,07	55,9	14,6	24,4	néant	2,9	néant
- 80 cm	86,1	2,48	56,5	14,4	26,3	néant	2,2	néant
- 1 m	85,9	2,49	55,6	14,2	26,3	néant	2,2	néant
- 2 m	31,3	1,32	50,8	16,8	29,5	néant	1,5	néant
- 3 m	50,0	1,25	48,2	18,8	23,8	néant	1,6	néant

L'ONDE THERMIQUE DIURNE. — Nous ne disposons, malheureusement, que d'un petit nombre d'observations, faites toutes les deux heures et pour la seule station de Tshibinda. Il nous eût été impossible d'obtenir des lectures suivies dans d'autres stations, étant donné le risque que par-

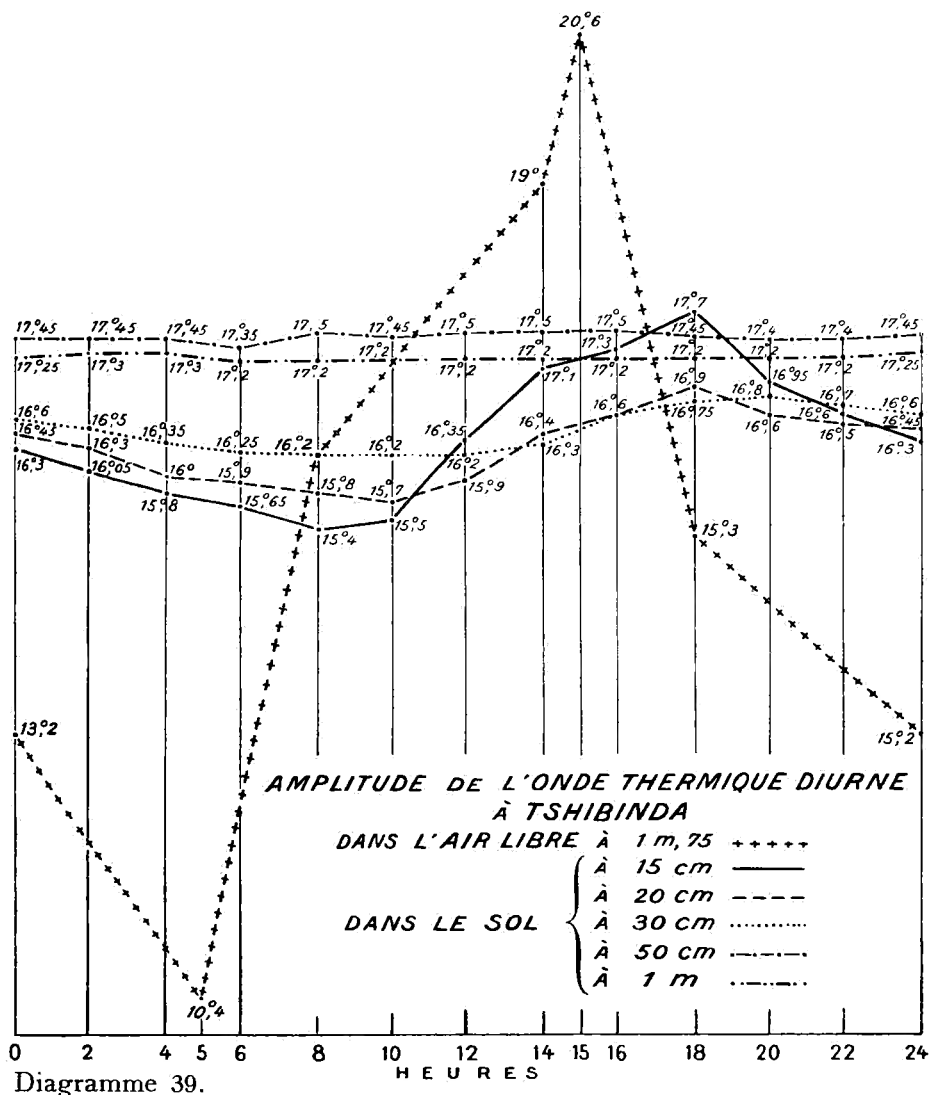


Diagramme 39.

fois cette opération comporte pendant la nuit dans certaines localités. Nous devons par conséquent nous en tenir aux documents dont nous disposons.

Nous sommes parti de la supposition que la variation de l'oscillation

diurne dans le sol ne doit pas différer grandement de la variation correspondante dans l'air. Celle-ci présente une grande uniformité et ne diffère à Tshibinda que de près de 3° pour la température minima et de près d'un degré et demi pour la maxima entre les équinoxes et les solstices (voir diagramme n° 35). Supposons, par conséquent, que l'onde diurne obtenue par les lectures faites au mois d'août représente assez fidèlement l'oscillation diurne moyenne au cours de l'année. Sur ces bases nous avons construit le diagramme n° 39.

L'amplitude de l'onde décroît de l'air dans le sol avec une progression qui paraît conforme à la loi exponentielle de Fourier ⁽¹⁾. L'onde est quasi inexistante à la profondeur de 1 mètre. Bien qu'elles puissent paraître vraisemblables, ces conclusions devront être confirmées par des séries plus nombreuses d'observations effectuées dans chaque mois de l'année et dans des types de sols différents. Alors seulement la question sera tout à fait éclaircie ⁽²⁾.

LA TEMPÉRATURE DES EAUX SUPERFICIELLES DU LAC KIVU. — Nous avons eu l'occasion de mesurer cette température à différentes reprises, à quelques centimètres de profondeur au-dessous de la surface. Aussi bien à proximité des rives qu'au large, la température observée varie entre

⁽¹⁾ D'après la loi exponentielle de Fourier, l'amplitude des oscillations décroît en progression géométrique, quand la profondeur croît en progression arithmétique.

⁽²⁾ D'après les recherches faites par H. R. Scultetus en Allemagne, la différence entre la température du sol et celle de l'air dépend moins de la situation géographique que de la hauteur de la station au-dessus du niveau de la mer. Elle augmente de $0^{\circ}4$ à $0^{\circ}8$ par 100 mètres de hauteur. En outre le gradient de température est plus fort par grande que par médiocre nébulosité, confirmant ainsi les idées de Leyst, à cause des pluies qui entraînent une forte nébulosité. La variation moyenne mensuelle de la température de l'air ou du sol est parallèle à la nébulosité et à l'insolation.

Ces considérations de Scultetus ne paraissent pas toutes applicables aux sols de notre région subéquatoriale. Que la température du sol varie proportionnellement plus fortement avec l'altitude qu'avec la latitude, nous le croyons probable, pourvu que la comparaison soit établie entre des types de sols égaux. Nous pensons aussi que le gradient de température dans le sol est plus grand par forte nébulosité, si le terrain absorbe une assez grande quantité d'eau de pluie, laquelle, comme nous l'avons constaté, règle en bonne partie le régime thermique des couches superficielles.

18°,5 et 23° au cours d'une journée sereine. La variation annuelle moyenne doit être pratiquement très faible.

La mer Rouge, considérée comme l'une des mers les plus chaudes du globe, a la même température moyenne annuelle, qui est pourtant inférieure à l'isotherme de l'air. Le lac Kivu, malgré sa forte altitude (1,463 m.), sa grande profondeur (il atteint probablement les 2,000 m. en certains endroits) et son étendue (2,300 km²), a une température plus élevée que l'isotherme des rives, qui est de 21°,3. Nous ne saurions expliquer ce fait, qui contraste avec celui des mers équatoriales, qu'en l'attribuant en premier lieu à la radiation solaire très active à cette latitude; en second lieu à la position orographique, qui place le lac au fond d'un bassin entouré de hautes chaînes de montagnes. Dans une situation analogue se trouve la partie septentrionale du lac Tanganyika, dont les eaux superficielles ont une température de 28°-29° ⁽¹⁾. Une cause secondaire d'apport de calorique pour le Kivu sont les eaux chaudes qui se déversent de certains points des rives et les sources certainement plus nombreuses qui jaillissent du fond à proximité des côtes.

Ces eaux ont des températures de l'ordre de 50° ⁽²⁾. Les éruptions (la plus récente est celle du volcan Rumoka en 1912) ont élevé fortement la température de l'eau par le débordement des laves incandescentes. L'énorme quantité de chaleur apportée et qui n'a certainement pas été compensée par l'évaporation doit avoir produit une augmentation de température non temporaire dans la masse des eaux. L'apport de calorique donné par les « moffettes » sublacustres, assez nombreuses dans certaines parties du lac, n'est peut-être pas négligeable. La température de certaines moffettes, mesurée à l'intérieur des grottes, est de 60° à 65°.

Nous avons mesuré la température du cratère-lac du Muhavura à 4,127 m. d'altitude, large de 25 m. de diamètre et d'une profondeur moyenne de 3 m., et nous avons trouvé qu'elle varie assez fortement en rapport avec l'état du ciel; elle atteint 6°,3 par ciel clair; cette température

⁽¹⁾ Cette température a été mesurée en février 1928, pendant trois jours consécutifs, entre 11 heures et 18 heures, à proximité de la plage d'Uvira, sur la côte Nord du lac. L'isotherme de l'endroit est de 24°.

⁽²⁾ Les eaux les plus chaudes du bassin du Kivu sont les sources Mahio, dans la zone de Moganza, au Sud du lac, qui atteignent la température de 68°.

est probablement dépassée dans des conditions favorables; l'oscillation diurne est vraisemblablement de l'ordre de 3°. L'isotherme du sommet du volcan est de 4°,2 et nous croyons que la température moyenne de l'eau du cratère, dont le niveau ne paraît pas varier sensiblement au cours de l'année, est au-dessus de l'isotherme de la strate d'air correspondante. La température des petits lacs comblant les cheminées éruptives de la « caldeira » Mukuru, à 3,900 m. sur le Karisimbi, est de l'ordre de 11°. L'isotherme de l'endroit est de 4°,4.

LA TEMPÉRATURE DES HAUTS SOMMETS. — Les brefs séjours qu'à des époques différentes nous avons faits sur les cimes les plus élevées du massif volcanique des Mufumbiru nous ont permis de relever de petites séries de températures qui, tout en étant fort incomplètes, nous donnent tout de même une idée du régime thermique particulier de ces sommets, parmi les plus élevés de l'Afrique Centrale.

Certaines particularités que nous allons signaler paraissent communes à tous les hauts sommets de la région, à ceux qui dépassent au moins 3,300 m. d'altitude. Ces particularités ne varient que par leur intensité. Il y en a d'autres, par contre, et qui tiennent tout spécialement au comportement de la température, qui paraissent particulières aux sommets plus élevés, dépassant 4,000 m. d'altitude. *Une cime isolée*, qu'elle surmonte une chaîne ou qu'elle s'élance au milieu d'un massif, *a un régime climatique général qui lui est particulier*. Cela dans les latitudes tempérées aussi bien que dans les latitudes équatoriales. Le climat local se fractionne selon l'*exposition* et est influencé en premier lieu par l'altimétrie, ensuite par la *masse* de la montagne et par la *forme du sommet*.

Les particularités du sol acquièrent à ces fortes altitudes une influence exagérée par rapport à celle qu'elles peuvent exercer à des altitudes inférieures, ce qui provoque la formation de microclimats différents.

L'exposition paraît agir plus fortement dans ces hautes montagnes de l'Afrique Centrale, soumises au souffle constant des alizés, dont la direction est pratiquement invariable. La pluviosité, la nébulosité et l'état hygrométrique général et en conséquence l'intensité d'évaporation y sont modifiés d'une exposition à l'autre. Le vent agit plus puissamment, soufflant

sans arrêt sur les flancs orientaux, tandis qu'il est absent ou presque sur les versants occidentaux. La végétation témoigne fidèlement et en détail de ces changements de climat avec l'exposition.

La variation diurne *moyenne*, qui est de $9^{\circ},6$ à Tshibinda, à l'altitude de 2,115 m., est fortement exagérée à 4,000 et à 4,127 m. Elle l'est encore davantage à 4,500 m. Nous la trouvons, en effet, de l'ordre de $14^{\circ},5$ sur la cime du Muhavura; de $13^{\circ},6$ à 4,000 m. dans la selle Mukuru, au Karisimbi. Mais le fait essentiel est le comportement de la température au cours de la journée. Tandis que dans les altitudes inférieures sa marche est assez régulière et n'est troublée que par le passage des orages, sur ces cimes élevées la courbe de variation diurne est découpée à l'extrême; la *température change instantanément et présente des sautes brusques* de 6° , 7° et certainement davantage. Le diagramme n° 40 relatif à la cime du Muhavura est à ce propos fort suggestif. Les températures y ont été relevées avec un thermomètre fronde ⁽¹⁾.

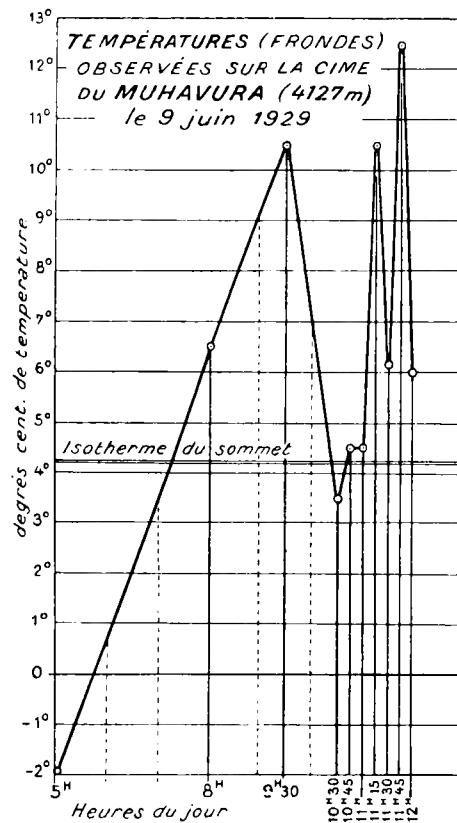
Le vent est la cause de ces oscillations constantes. L'alizé y arrive par rafales et chaque rafale apporte un nuage, qui peut être épais ou avoir l'aspect d'un brouillard léger. Le passage du nuage produit un refroidissement instantané. Nous croyons pouvoir attribuer au *rayonnement de la cime* cette alternance de températures relativement élevées par ciel serein et de températures basses par ciel momentanément couvert. L'air raréfié de ces altitudes est très diathermane; une condensation qui passe intercepte la radiation et produit le refroidissement. La liste des températures de l'air, du sol et de l'eau, que nous exposons plus loin avec l'indication de la

(1) Des sautes sensibles de températures ont été observées sur les volcans de Java (9,000-10,000 pieds d'altitude) par Junghuhn, au coucher du soleil, et voici la description que Schimper en rapporte, confirmant le phénomène de sa propre expérience :

« Le soleil avait à peine rejoint l'horizon, lorsqu'un brusque et rapide changement se produisit. Sur le sommet le plus élevé tout mouvement d'air cessa instantanément. Le vent tomba entièrement; pas une trace de nuage de passage, et la température atmosphérique descendit rapidement si bas, que nous nous enveloppions sans délai dans nos manteaux. Le thermomètre, qui, quelques instants auparavant, tandis que le soleil disparaissait, marquait 10° C., était descendu à 7° C. Il m'est arrivé de voir une différence de $11^{\circ},6$ C. à $5^{\circ},5$ C. Avant minuit la température descendait souvent sous zéro. La rosée des plantes se changeait en glace spécialement sur les herbes hautes croissant à découvert. ».

vitesse et de la direction du vent, de l'humidité relative et de l'état du ciel, nous en paraît fournir une preuve suffisante.

Pourquoi le vent arrive-t-il par rafales? L'explication qui nous paraît la plus plausible est de l'attribuer à la convection. Des masses d'air froid provenant des strates élevées de la troposphère sont entraînées vers le sol par la circulation convective, tandis que les masses d'air chauffées près du sol s'élèvent dans le sens vertical par le même procédé. L'alizé, qui souffle



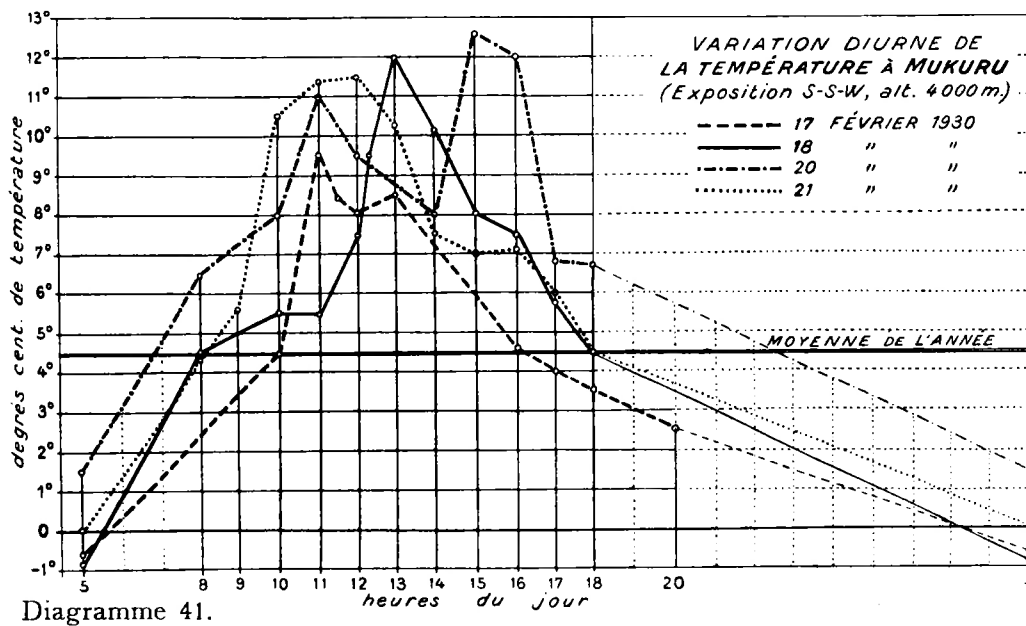
dans une direction moyennement horizontale, rencontre ces masses d'air froid et les projette contre les cimes des montagnes. Le contact avec le sol réchauffé de ces cimes et l'air humide qui y adhère produit la condensation. La radiation est alors interceptée par le passage du nuage. La condensation peut varier entre un petit nuage passager et un brouillard épais et étendu qui persiste plus longtemps. Ces phénomènes se vérifient, nous le répétons, par beau temps. Il n'est pas exclu que les conditions de sol existant au pied de la montagne ou de la chaîne, tels par exemple, une plaine de lave étendue ou un plateau dénudé à faibles ondulations, puissent influencer l'intensité du phénomène, qui est à l'origine de cette instabilité

thermique du sommet, par une activation de la convection et par conséquent par un échange plus rapide de masses d'air de température diverse, offertes à l'action de charriage de l'alizé. Si cette action ne se manifestait pas, il est probable que l'instabilité de la température n'existerait pas ou y serait atténuée.

La variation de l'amplitude journalière resterait peut-être la même, étant donnée sa stricte dépendance de la radiation solaire et du rayonne-

ment de la cime, qui ne cesseraient de se contrebalancer en une alternance perpétuelle.

Les *formes locales du terrain* modifient ce régime. Si d'une cime nous passons à un endroit plus abrité et où le sol exerce une action de *surface* (action qui manque évidemment sur les sommets), l'instabilité de la température, tout en continuant d'exister, est moins prononcée. Le diagramme n° 41 de la selle Mukuru nous paraît intéressant sous ce rapport. L'action adoucissante de la selle, par sa forme plane et par son étendue de quelques kilomètres carrés; la protection indirecte du cône terminal de la



montagne, surélevé de plus de 450 m., et des talus de la « caldeira » homonyme à l'Est est évidente. Les photos n°s 7 et 31 donnent une image de l'emplacement où les relevés ont été faits.

L'amplitude de l'oscillation diurne de 13°6 sur l'exposition Sud est vraisemblablement différente sur chacun des autres versants. Elle est probablement maxima sur les flancs orientaux et minima sur les versants occidentaux sous le vent.

Voici les relevés des températures, classés par sommets et par dates. Ils complètent les diagrammes par l'indication de l'état du ciel, de la direc-

tion et de la vitesse du vent et par la comparaison simultanée avec la température du sol; éléments qui évidemment ne pouvaient pas être représentés dans les diagrammes. Nous prévenons également que nous nous abstenons de commenter les différences de température entre le sol, l'air et l'eau, et nous nous réservons de citer les températures observées dans la végétation même ou dans des conditions particulières de stations, dans le chapitre que nous dédions aux observations de la microclimatologie.

Niragongo (volcan actif de 3,469 m. d'altitude). — Températures observées au campement de Kaniga à 2,768 m. d'altitude, exposition Sud-Est (le choix des campements était déterminé par la possibilité de trouver de l'eau potable dans le voisinage, l'eau étant rare sur les volcans, à cause des laves fissurées et fracturées, produisant, par rapport à l'écoulement superficiel des eaux de pluie, des effets analogues au karst).

Température fronde du 30 mars 1929, à 18 heures : 10°0; à 20 heures : 8°5;

Température minima du 31 mars 1929 : 5°8; à 7 heures : 10°8. A la même heure :

Température de l'eau (une mare) : 4°5; humidité relative : 90 % ⁽¹⁾.

Température du *sommet* le 31 mars 1929, à midi : 7°7; après une grêle de courte durée, à 13 heures : 5°0. Température à 15 heures : 8°8; vent d'Ouest-Nord-Ouest soufflant par *rafales*; vitesse du vent : 3 mètres à la seconde (chute de pluie fine); vitesse maximum pendant les rafales : 10 mètres à la seconde ⁽²⁾.

Température minima (au camp) du 1^{er} avril, par ciel couvert : 8°5; température à 9 heures, après une pluie : 8° (effet de l'évaporation?).

MIKENO (altitude du sommet : 4,437 m.). Température au coucher du soleil, à 4,100 mètres d'altitude, exposition Sud-Ouest : 3°0 le 7 avril 1929.

Température au campement RUHERO (Mikeno), à 2,730 mètres d'altitude, sur les pentes Sud, le 5 avril 1929, à 20 h. 30 : 10°5 (forêt de Bambous et d'*Hagenia Abyssinica*).

Le 18 février 1933, température minima : 6°4; maxima : 9°8; fronde à 14 heures : 9°0, fronde à 18 heures : 9°1.

Température au campement de KABARA (selle entre le Mikeno et le Kari-

⁽¹⁾ Le Prince Léopold de Belgique trouva au campement de Sehuru, à une altitude correspondante, une température minima de 6° le 7 septembre 1925.

⁽²⁾ La direction d'Ouest-Nord-Ouest est due probablement à une inversion du vent causée par le passage de l'orage à grêle. Le phénomène des rafales semble bien dû à la convection.

simbi), à 3,230 mètres d'altitude, à 18 heures : 8°0; à 20 h. 30 : 9°5. Minima du 7 avril : 7° (forêt d'*Hagenia Abyssinica*).

KAHUZI (dorsale congolaise), au campement établi à 2,740 mètres d'altitude, sur le flanc « sous le vent », dans la forêt de Bambous :

Température fronde du 11 novembre 1928 à 20 heures (ciel couvert) : 9°8;

Température fronde du 11 novembre 1928 à 21 heures (ciel couvert) : 10°0 (inversion de température; commencement de la brise de montagne);

Température du 12 novembre à 10 heures : 12°8 (brouillard épais);

Température du 12 novembre à 18 heures : 10°0 (ciel serein).

Sur la *cime* du Kahuzi : même date, à 12 heures : 5°0 (peu avant un orage à grêle); le 13 novembre à 12 heures : 8°5 (ciel serein); le 13 novembre à 14 heures : 14°5 (ciel serein); le 13 mai 1931, fronde à 14 heures : 8°5 par ciel serein; vitesse de l'alizé Sud-Est : 12 mètres à la seconde; le 13 mai 1932, fronde à 13 heures : 6°0 par ciel couvert; vitesse du vent : 7 mètres à la seconde.

Au sujet de ces températures il est nécessaire de faire une remarque. Le phénomène d'inversion de température ne pourrait être démontré plus clairement que par les deux observations à la selle Kabara, à 18 heures et à 20 h. 30. La température de 18 heures est voisine de celle qui serait la normale si nous calculions en nous servant du « gradient » et prenant comme point de départ la température à la même heure au camp de Ruhero.

Deux heures et demie plus tard, au lieu de diminuer, cette température augmente. Tout en faisant la part aux influences du climat particulier de la forêt (Bambous dans le camp inférieur et *Hagenia* de grande taille à Kabara) et qui apparaissent évidentes si l'on considère la température du jour à Ruhero, la hausse de température ne saurait être attribuée qu'à l'inversion déterminée par la naissance de la brise de montagne. Il nous paraît très intéressant de pouvoir établir que l'inversion se fait sentir encore à des altitudes si fortes. Nous verrons par la suite l'action que ce fait peut avoir sur la migration de certaines associations végétales particulières aux étages inférieurs.

La température sur la cime du Kahuzi présente des écarts brusques et laisse supposer un régime d'instabilité analogue à celui observé sur les sommets volcaniques des Mufumbiru. L'alizé de Sud-Est, comme ailleurs, souffle par rafales, qui deviennent plus violentes au passage d'un orage.

Si l'on compare les températures de 18 heures du Niragongo, du

Mikeno et du Kahuzi, observées à des dates différentes et sur des versants divers, mais à des altitudes approximativement égales, on constatera qu'elles sont à peu près les mêmes. Cette uniformité est à attribuer, selon nous, au climat de forêt qui règne dans les trois endroits signalés. La température diurne à l'intérieur de ces forêts doit avoir des écarts très faibles.

MUHAVURA, altitude du sommet : 4,127 mètres; 1°23'00" Sud, 29°40'33" G.

Température du 8 juin 1929, à 20 h. 30, par ciel serein : 0°;

Température minima du 9 juin, par ciel clair : -2°; vitesse de l'alizé Sud-Est à 5 heures : 15 mètres à la seconde.

Même date : température fronde de 8 heures : 6°5; ciel serein;

Température fronde de 9 h. 30 : 10°5; ciel serein;

Température de l'eau du cratère-lac, à la même heure : 5°5 (diamètre du cratère-lac : 25-30 mètres; profondeur de l'eau : 3-4 mètres).

Température de l'air (fronde) à 10 h. 30 : 3°5 (alizé de Nord-Est, ciel couvert);

Température de l'air (fronde) à 10 h. 45 : 4°5;

Température de l'air (fronde) à 11 heures : 1°5;

Température de l'air (fronde) à 11 h. 15 : 10°5; serein, vent changeant, direction prédominante : Nord-Est;

Température de l'air (fronde) à 11 h. 30 : 6°2; ciel couvert, éclaircies, le vent souffle *par rafales*;

Température de l'air (fronde) à 11 h. 45 : 12°5; ciel serein;

Température de l'air (fronde) à 12 heures : 6°0; ciel brumeux, éclaircies;

Température du sol à 2 centimètres de profondeur à 11 h. 45 : 12°5;

Température du sol à 2 centimètres de profondeur à 12 heures : 12°0;

Température de l'eau (cratère-lac) à 12 heures : 8°0.

SOMMET DU KARISIMBI (altitude 4,506 m.), le 18 juin 1929.

Température fronde à 14 heures : 4°4; ciel serein;

Température fronde à 14 h. 15 : 5°0; ciel serein;

Température de la surface du sol, sablonneux et sec, soumis au gel et au dégel journaliers, à 14 h. 15 : 16°2;

Température fronde de l'air à 14 h. 30 : 5°5 par ciel serein (l'air est transparent; la réflexion de la lumière et de la chaleur du sol sablonneux vers l'atmosphère est *très intense*. Cette intensité est atteinte après que la radiation directe (ciel serein) se produit ininterrompue depuis à peine 30 minutes. La peau ressent une impression nette de brûlure).

Température fronde de l'air à 14 h. 45 : 3°5; humidité relative : 70 %;

Température fronde de l'air à 15 heures : 4°8; ciel serein.

Le 19 août 1931 (E. Regnier), température fronde à 12 heures : 8°; ciel serein,

Le 19 août 1931 (E. Regnier), température fronde à 12 h. 10 : 6°4; brouillard; vitesse du vent : 3 m., 4 à la seconde;

Le 18 février 1932 (E. Regnier), température fronde à 11 heures : 4°5; vitesse de l'alizé : 4 mètres à la seconde.

MUKURU (*caldeira* du Karisimbi, sur les versants orientaux), altitude 3,900-4,000 mètres.

17 juin 1929; température fronde à 21 heures : 2°0; ciel couvert;

18 juin 1929; température fronde à 8 heures : 5°0; ciel serein;

18 juin 1929; température fronde à 9 heures : 5°5; humidité relative : 85 %;

18 juin 1929; température fronde à 18 heures : 2°3; brume légère; alizé de Sud-Est; l'air est saturé;

18 juin 1929; température fronde à 20 heures : 2°8; brouillard;

19 juin 1929; température fronde à 9 heures : 8°0; ciel serein; la température oscille constamment en rapport avec les rafales de l'alizé;

19 juin 1929; vitesse de l'alizé Nord-Est à 10 heures : 7 m., 6 à la seconde;

19 juin 1929; température fronde à 10 heures : 6°5; serein, alizé de Nord-Est;

19 juin 1929; température des flaques d'eau à diatomées, à 10 heures : 11°5;

19 juin 1929; température de l'eau des cratères-lacs à 10 heures : 11°0; profondeur des lacs : 7 mètres;

19 juin 1929; température de l'air à 15 h. 30 : 7°0; ciel serein;

20 juin 1929; température de l'air à 9 heures : 8°5; ciel serein;

17 février 1930; minima : —0°6;

17 février 1930; température fronde à 10 heures : 4°5; brouillard;

17 février 1930; température de la surface du sol à 10 heures : 6°2;

17 février 1930; température fronde à 11 heures : 9°5; éclaircies; humidité relative : 80 %;

17 février 1930; température fronde à 11 h. 30 : 8°4; courtes éclaircies; alizé de Nord-Est soufflant à la vitesse de 10 mètres à la seconde;

17 février 1930; température fronde à 12 heures : 8°1; petites éclaircies;

17 février 1930; température fronde à 13 heures : 8°5; brouillard haut; humidité relative près du sol : 75 %;

17 février 1930; température fronde à 16 heures : 4°6; pluie fine;

17 février 1930; température fronde à 17 heures : 4°0; brouillard épais; pluie fine;

17 février 1930; température fronde à 18 heures : 3°5; brouillard épais; alizé de Nord-Est;

17 février 1930; température fronde à 20 heures : 3°6; brouillard épais;

18 février 1930; minima : —0°6 (près du sol);

- 18 février 1930; température fronde à 8 heures : 4°5; brouillard très épais;
 18 février 1930; température fronde à 10 heures : 5°5; brouillard très épais;
 alizé Nord-Est (vitesse moyenne : 10 mètres à la seconde);
 18 février 1930; température fronde à 11 heures : 5°5; brouillard; visibilité
 à 20 mètres;
 18 février 1930; température fronde à 12 heures : 7°5; le brouillard se soulève;
 18 février 1930; température fronde à 12 h. 15 : 9°5; un rayon de soleil perce
 le brouillard;
 18 février 1930; température *du sol* à 12 h. 15 : 10°5;
 18 février 1930; température (fronde) à 13 heures : 12°; éclaircie; humidité
 relative : 70 %;
 18 février 1930; température (fronde) à 14 heures : 10°2; éclaircie; humidité
 relative : 72 %;
 18 février 1930; température *du sol* à 14 heures : 14°;
 18 février 1930; température (fronde) à 15 heures : 8°; brouillard haut;
 courtes éclaircies; humidité relative près du sol : 80 %;
 18 février 1930; température *du sol* à 15 heures : 14°;
 18 février 1930; température (fronde) à 16 heures : 7°5; éclaircies; humidité
 relative : 85 %;
 18 février 1930; température (fronde) à 17 heures : 5°8; pluie fine, mélangée
 à de la grêle; durée de la chute de grêle : 15-20 minutes;
 18 février 1930; température (fronde) à 18 heures : 4°5; brouillard épais,
 visibilité à 10 mètres;
 19 février 1930; température minima : —0°7;
 19 février 1930; température fronde à 8 heures : 5°0; brouillard, visibilité
 à 20 mètres;
 19 février 1930; température fronde à 18 heures : 5°2; brouillard haut;
 20 février 1930; minima : +1°5; vent descendant très fort pendant la nuit;
 ciel serein;
 20 février 1930; température fronde à 8 heures : 6°5; brouillard haut;
 20 février 1930; température fronde à 10 heures : 8°0; brouillard haut;
 éclaircies momentanées;
 20 février 1930; température fronde à 11 heures : 11°0; brouillard haut;
 éclaircies;
 20 février 1930; température fronde à 12 heures : 9°5; brouillard haut;
 éclaircies courtes;
 20 février 1930; température *du sol* à 12 heures : 12°5; brouillard haut;
 éclaircies courtes;
 20 février 1930; température fronde à 14 heures : 8°0; brouillard haut;
 éclaircies courtes;
 20 février 1930; température fronde à 15 heures : 12°6; ciel serein;

- 20 février 1930; température fronde à 16 heures : 12°0; ciel 3/10 couvert; alto-cumulus;
- 20 février 1930; température fronde à 17 heures : 5°8; brouillard haut; alizé;
- 20 février 1930; température fronde à 18 heures : 5°7; brouillard haut; alizé;
- 20 février 1930; température *du sol* à 18 heures : 12°5; brouillard haut; alizé;
- 21 février 1930; minima : 0°0; ciel particulièrement serein pendant toute la nuit; vent descendant assez fort, mais intermittent;
- 21 février 1930; température fronde à 8 heures : 4°4; brouillard épais;
- 21 février 1930; température *du sol* à 8 heures : 6°5; brouillard épais;
- 21 février 1930; température fronde à 9 heures : 5°6; brouillard épais; courtes éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 10 heures : 10°5; brouillard moins dense; courtes éclaircies;
- 21 février 1930; température *du sol* à 10 heures : 7°5; brouillard moins dense; courtes éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 11 heures : 11°4; brouillard haut; courtes éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 12 heures : 11°5; alto-cumulus; éclaircies;
- 21 février 1930; température *du sol* à 12 heures : 12°6; alto-cumulus; éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 13 heures : 10°3; alto-cumulus; brouillard haut;
- 21 février 1930; température fronde à 14 heures : 7°5; ciel couvert;
- 21 février 1930; température fronde à 15 heures : 7°0; ciel couvert;
- 21 février 1930; température fronde à 16 heures : 7°2; brouillard haut; éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 17 heures : 6°0; brouillard haut; éclaircies;
- 21 février 1930; température fronde à 18 heures : 4°5; brouillard;
- 21 février 1930; température *du sol* à 18 heures : 11°2; brouillard;
- 22 février 1930; minima : +1°; vent descendant très fort pendant la nuit; ciel d'abord serein, puis couvert au lever du soleil;
- 22 février 1930; température fronde à 8 heures : 6°4; brouillard; visibilité à 30 mètres;
- 22 février 1930; température *du sol* à 8 heures : 7°5; brouillard; visibilité à 30 mètres;
- 22 février 1930; température fronde à 9 heures : 4°8; brouillard épais; visibilité à 10 mètres;
- 28 août 1930 (observations de M. Émile Régner);
- 28 août 1930; minima au niveau du sol : —0°3; idem à 1 m. 75 au-dessus

du sol : $+0^{\circ}6$. (La veille la neige était tombée sur le cône terminal du Karisimbi et l'avait blanchi jusqu'à 4,400 mètres d'altitude; il pleuvait au camp de Mukuru; il y eut une chute de grêle d'une durée de 10 minutes; pendant la soirée du 26 il y avait également eu une chute de grêle de courte durée.)

28 août 1930; température fronde à 8 heures : $5^{\circ}0$; brouillard épais; visibilité à 10 mètres;

28 août 1930; température fronde à 9 heures : $3^{\circ}7$; brouillard épais; visibilité à 10 mètres;

28 août 1930; température fronde à 10 heures : $8^{\circ}5$; éclaircies; à 10 h. 30 le sommet du Karisimbi se découvre et apparaît couvert de neige jusqu'à proximité de Mukuru (4,000 m.);

28 août 1930; température fronde à 11 heures : $9^{\circ}0$; serein;

28 août 1930; température fronde à 12 heures : $8^{\circ}8$; partiellement couvert; éclaircies;

28 août 1930; température fronde à 13 heures : $8^{\circ}0$; éclaircies;

28 août 1930; température fronde à 14 heures : $9^{\circ}0$; ciel couvert;

28 août 1930; température fronde à 15 heures : $7^{\circ}7$;

28 août 1930; température maxima : $10^{\circ}4$;

28 août 1930; température fronde à 16 heures : $5^{\circ}5$; brouillard;

28 août 1930; température fronde à 17 heures : $4^{\circ}1$; brouillard;

28 août 1930; température fronde à 18 heures : $4^{\circ}0$; brouillard épais; visibilité : 5 mètres; pluie fine;

29 août 1930; minima au niveau du sol : $-0^{\circ}6$; à 1 m. 75 au-dessus du sol : $+0^{\circ}9$;

29 août 1930; température fronde à 8 heures : $2^{\circ}9$; brouillard épais; visibilité : 5 mètres; une grêle violente était tombée entre 7 et 8 heures;

29 août 1930; température fronde à 9 heures : $3^{\circ}5$; brouillard épais;

29 août 1930; température fronde à 10 heures : $5^{\circ}0$; brouillard moins dense;

29 août 1930; température fronde à 11 heures : $3^{\circ}8$; brouillard épais; chute intermittente de grêle;

29 août 1930; température fronde à 12 heures : $7^{\circ}0$; éclaircies;

29 août 1930; température fronde à 13 heures : $5^{\circ}5$, ciel couvert;

29 août 1930; température fronde à 14 heures : $9^{\circ}5$; ciel couvert; courtes éclaircies;

29 août 1930; température fronde à 15 heures : $14^{\circ}3$; longues éclaircies;

29 août 1930; température maxima : $14^{\circ}5$;

29 août 1930; température fronde à 16 heures : $10^{\circ}3$; éclaircies;

29 août 1930; température fronde à 17 heures : $5^{\circ}0$; brouillard épais; à 17 h. 30, averse;

29 août 1930; température fronde à 18 heures : $3^{\circ}3$; pluies fortes;

30 août 1930; température minima au sol : $+2^{\circ}0$; minima à 1 m. 75 du sol : $+2^{\circ}1$.

Pendant ces deux jours, M. Regnier remarqua que l'alizé avait une vitesse faible. Le brouillard suit presque toujours la chute de grêle et la chute de pluie. Le 27 août, il fit l'ascension du sommet; à l'altitude de 4,400 m. il trouva le sol entièrement couvert de *neige* ⁽¹⁾; le froid était très vif et les nuages qui enveloppaient le cône terminal étaient si épais qu'il perdit la direction et ne put atteindre la cime qu'après qu'une éclaircie lui eût permis de la voir. La température à 13 h. 30 était de 1°. En cette occasion M. Regnier installa sur le sommet un hygromètre enregistreur, qui ne fut retiré que six jours plus tard ⁽²⁾. Dans l'après-midi du 27 août, pendant la descente, la grêle tomba et vint se superposer à la neige. C'est ainsi que le 28 août 1930, au matin, au cours d'une éclaircie, le cône terminal du Karisimbi émergeait des nuages, « complètement drapé d'un linceul blanc » (par la neige dans sa partie supérieure; par la grêle dans sa partie inférieure), offrant à ses yeux émerveillés « une vision grandiose ».

M. Regnier, le 28 et le 29 août, poursuivit l'observation de la température du sol à 5 cm. de profondeur, en même temps que la température de l'air. Nous synthétisons ses observations dans le diagramme n° 42 reproduit ci-après et qui apparaît bien suggestif, si l'on tient compte que ces observations se rapportent à des journées pendant lesquelles la pluie, la grêle, la neige et le brouillard se succédèrent à des intervalles rapprochés. Le séjour de M. Regnier à Mukuru fut en cette occasion très pénible. Les huttes qui hébergeaient les hommes de la caravane furent envahies par l'eau quasi glaciale; il était presque impossible d'allumer du feu; les troncs des vieux seneçons dont on se servait étaient devenus presque inflammables; le repos pendant la nuit fut ainsi impossible et les vivres que la caravane de ravitaillement apportait tous les deux jours du camp de Nkuli, établi à 2,300 m. d'altitude, durent être consommés crus et froids.

(1) Aux pages 95 et 96 de notre mémoire préliminaire sur les *Précipitations* nous avons dit n'avoir jamais observé la neige, tout en n'excluant pas la possibilité de ce phénomène. M. Regnier nous a écrit avoir marché dans de la neige véritable à partir de 4,400 mètres d'altitude. La couche avait une épaisseur de quelques centimètres et la neige se présentait agglutinée.

(2) Le diagramme fourni ne présente malheureusement pas de suffisantes garanties d'exactitude; de sorte que nous renonçons à le publier.

MUKURU (observations de M. Regnier) :

19 février 1931; température minima au sol : $0^{\circ}5$; idem à 1 m. 75 au-dessus du sol : $1^{\circ}8$; vent descendant très fort pendant la nuit. (Le vent a commencé, peu après minuit, à souffler si fort qu'il a fallu renforcer les piquets du campement.)

18 février 1932; température minima au sol : -2° ; idem à 1 m. 75 au-dessus du sol : $+0^{\circ}7$;

18 février 1932; température fronde à 6 h. 30 : $2^{\circ}5$;

18 février 1932; température fronde à 7 h. 30 : 5° ; ciel serein;

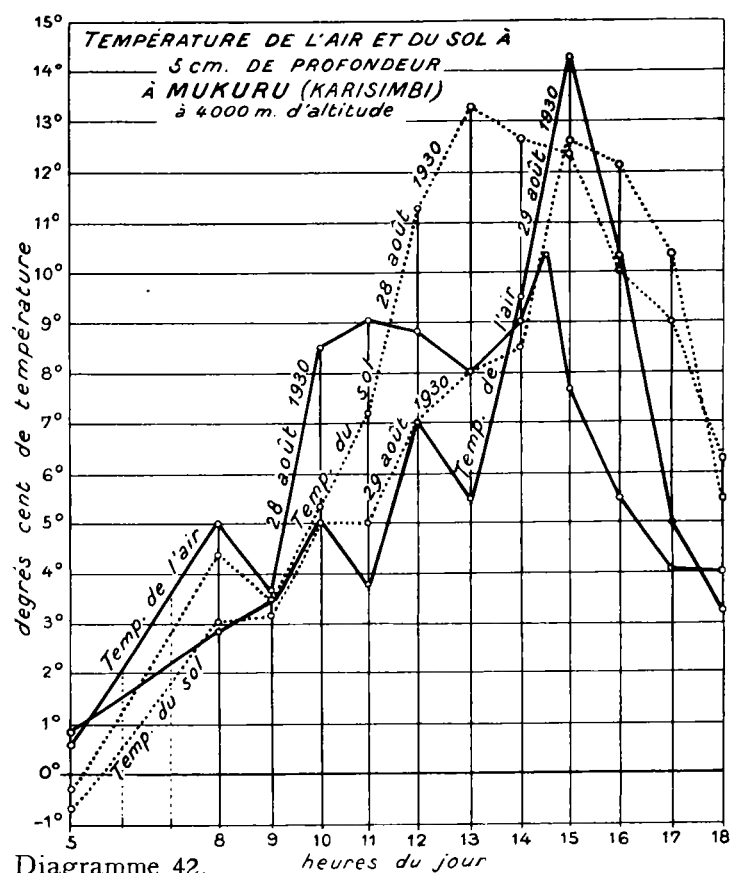


Diagramme 42.

CAMP DE LUKUMI (sur le versant Nord-Est du Karisimbi), altitude : 4,000 m. approximativement :

1^{er} septembre 1932 (observateur : Régnier); température minima à proximité du sol : $-1^{\circ}3$;

1^{er} septembre 1932; température fronde à 7 heures : 7° ; ciel serein;

1^{er} septembre 1932; température fronde à 9 heures : $10^{\circ}5$; ciel serein;

1^{er} septembre 1932; température fronde à 18 heures : 6° ; ciel couvert;

19 février 1933 (observateur : J. Jacobs); température minima à proximité du sol : 3°4 (?);

19 février 1933; température fronde à 14 heures : 7°2;

19 février 1933; température fronde à 18 heures : 3°2.

Pour compléter nos observations nous reproduisons une série de températures relevées par M. L. Burgeon, entomologiste de la Mission belge

Observations de L. Burgeon sur le versant Ouest du Ruwenzori, à 4,200 m. d'altitude.

DATE.	Millimètres d'eau.	Températures en degrés C.			
		minima.	à 8 h. 30.	à 14 heures.	à 18 heures.
12 juillet 1932	—	—	—	4,0	3,0
13 —	1,0	- 1,0	1,5	4,0	—
14 —	1,4	- 0,8	2,0	—	—
15 —	3,5	- 1,0	2,0	8,5	3,5
16 —	traces	- 1,0	3,2	4,0	2,0
17 —	13,8 (neige)	- 1,0	1,5	1,5	0,0
18 —	11,7 »	0,0	1,5	4,0	2,0
19 —	3,9	0,0	4,5	4,5	3,8
20 —	traces	- 1,5	4,5	6,5	3,0
21 —	0,0	- 1,5	7,5	5,0	2,5
22 —	3,2	- 0,5	1,2	2,5	2,5
23 —	1,0	- 1,0	1,5	3,5	3,5
24 —	2,2 (neige)	0,0	3,0	4,5	2,5
25 —	8,7 »	0,0	3,0	4,0	4,0
26 —	6,8	- 0,7	3,5	4,0	2,0
27 —	10,2	+ 0,5	3,5	5,5	3,0
28 —	4,9	0,0	3,5	3,2	2,0
29 —	8,6 (neige)	- 1,0	1,5	3,5	2,0
30 —	8,6 »	+ 1,0	2,0	1,2	2,0
31 —	6,0	0,0	2,2	4,5	3,1
1 août 1932.	3,8	- 1,0	2,0	5,5	2,8
2 —	1,3	0,0	5,5	4,3	4,0
3 —	0,0	- 1,8	4,0	6,0	2,2
4 —	traces	- 1,0	2,0	3,2	2,0

au Ruwenzori, à l'altitude de 4,200 m., sur le versant occidental du massif, entre le 12 juillet et le 1^{er} août 1932. M. Burgeon y ajoute un relevé pluviométrique (il n'indique pas l'heure de l'observation), que nous estimons utile de reproduire également. Cette série, qui est la plus longue que l'on possède pour de si fortes altitudes, a un intérêt réel. Elle pourra être comparée utilement avec nos observations à la selle Mukuru sur le Kari-simbi. D'autre part, il faut tenir compte que les observations du Ruwenzori se rapportent au versant occidental, plus humide, sur lequel les températures sont sujettes à des variations moindres que sur les autres versants. Il est regrettable que l'observateur n'ait pas indiqué la qualité des instruments employés pour ses relevés.

BILAN THERMIQUE DE LA RÉGION. — Si nous résumons tout ce que nous avons constaté jusqu'à maintenant, on voit qu'il y a un jeu de bascule évident entre la radiation, l'insolation, la nébulosité et la température. Celle-ci est la résultante de l'action réciproque des éléments du groupe des facteurs thermiques et n'exprime qu'une *valeur de relativité*.

Si les conditions météorologiques et topographiques locales ne masquent pas l'influence spécifique de la situation géographique des stations, la température apparaît soumise au comportement de la radiation. Cette dernière est celle qui confère à la température son caractère géographique ou de latitude, c'est-à-dire celle qui la caractérise comme température équatoriale, tropicale, subtropicale, etc. La *distribution* de la température au cours de l'année, beaucoup plus que sa mesure, donne à une région déterminée son principal caractère climatique.

La *nébulosité* suit de près le comportement de la radiation et, dans certaines limites, elle en règle les variations anormales (les variations saisonnières sont déterminées par la marche du soleil), par l'épaisseur du plafond nuageux, la qualité des nuages, les poussières portées en suspension, etc. Nous savons que les nuages *tamisent* la radiation et la transforment au point de rendre prédominant, au cours d'une saison ou de toute autre fraction de temps, le rayonnement direct ou le rayonnement diffus, avec toutes les conséquences que cela comporte quant à la quantité de radiation totale fournie. Par ce fait, le pour cent de nébulosité est un facteur climatique de première importance.

L'*insolation* est relativement indépendante du comportement de la radiation et de la température. On doit voir son action principale dans la somme d'heures de lumière solaire qu'elle apporte à une région et qui n'est certainement pas exprimée par la température.

Une région peut être très chaude et avoir déficience de luminosité et vice versa, être peu ou variablement chaude et avoir une insolation généreuse. Ces situations, en apparence anachroniques, sont bien connues des climatologues et se réalisent avec plus de fréquence dans les pays de montagne de toutes latitudes. L'action de la lumière n'a pu être l'objet de nos recherches; par conséquent, nous n'insisterons pas davantage sur cet argument.

La *transparence de l'air*, en d'autres termes, sa perméabilité, intervient aussi dans le bilan thermique. Son intervention se traduit non seulement par le degré de nébulosité, le degré d'humidité absolue de l'air, mais aussi par les poussières diffuses dans l'atmosphère, indépendamment des nuages. Quelle que soit leur origine, elles influencent l'absorption et la diffusion des rayons solaires. Les régions équatoriales et tropicales nous offrent à cet égard un exemple grandiose. La saison sèche est marquée par la persistance de « brumes sèches » qui estompent l'horizon pendant le jour.

La transparence paraît plus forte aux équinoxes, alors que la radiation incidente chauffe plus fortement le sol et active la circulation de convection. L'échange intensifié de masses d'air qui vient alors s'établir, les condensations, les précipitations qui en résultent entretiennent un maximum de perméabilité qui est en certaine mesure indépendant du facteur insolation. La température y est alors accrue.

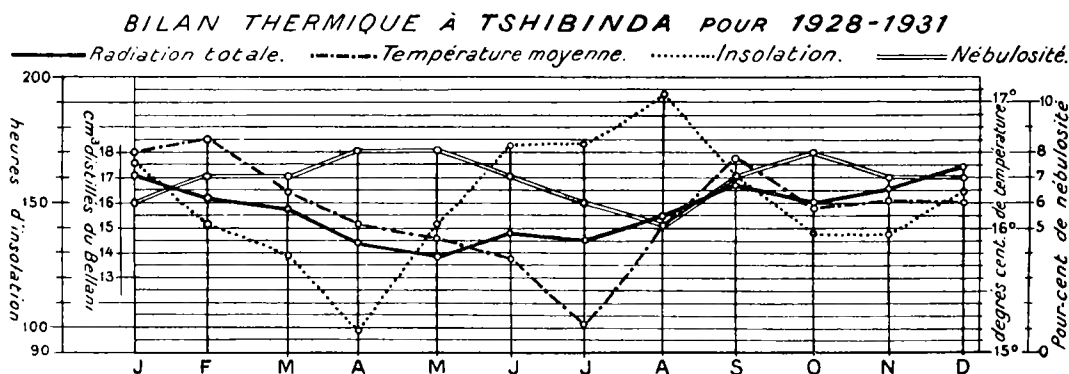
Les courants supérieurs, dont le régime se modifie parallèlement à la déclinaison du soleil, exercent vraisemblablement une influence qui paraît plus probable dans cette région de l'Afrique Centrale, au-dessus de laquelle les deux alizés opposent en une alternative perpétuelle leur influence particulière.

Les conditions orographiques locales *modifient* les rapports entre ces facteurs du groupe thermique, pouvant masquer en grande ou en petite partie le comportement normal de certains d'entre eux. Les climogrammes de Tshibinda et de Lulenga paraissent en fournir la documentation

en même temps qu'ils offrent une synthèse graphique du bilan thermique de ces deux stations, si différentes l'une de l'autre.

Le climogramme de Lulenga fait ressortir davantage l'influence de la position orographique, prépondérante dans cette station, au point de modifier le comportement, non seulement d'un ou de deux éléments du climat local, mais d'un groupe de facteurs entre lesquels les rapports d'interdépendance sont des plus évidents.

Les *caractéristiques thermiques* de notre région peuvent être précisées de la manière suivante : la marche de la température a généralement un caractère équatorial ou subéquatorial austral; la continentalité de la région favorise l'élévation de la température au cours de l'année pour



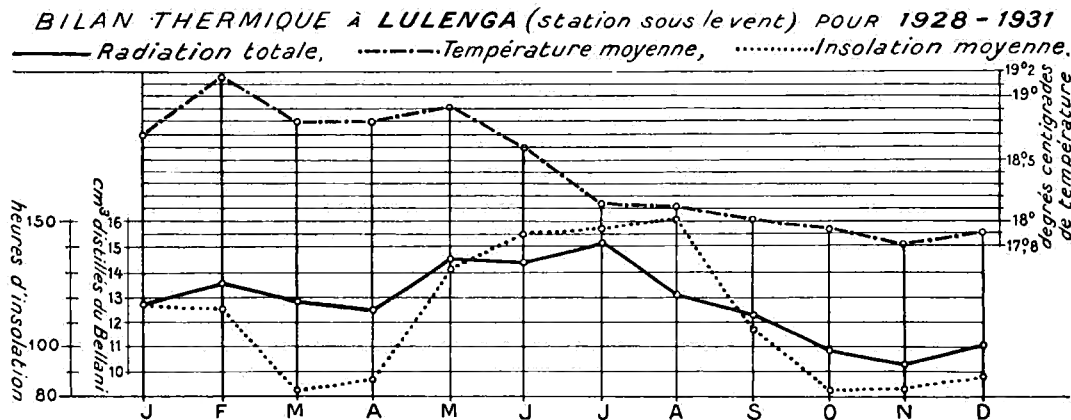
autant que cette action ne soit pas effacée par l'influence inverse de l'altitude.

L'atténuation des écarts par l'altimétrie s'exerce sur tout le comportement de la température au cours de l'année, de sorte que le caractère thermique des saisons est également uniformisé, tandis que l'oscillation diurne est normalement amplifiée par la haute altitude.

L'humidité journalière oppose à l'altimétrie une action égalisante de l'oscillation diurne : il en résulte un nouveau contraste dans lequel l'action de l'une ou de l'autre peut prévaloir selon l'état particulier du sol (régions forestières ou dénudées, etc.).

L'orientation du relief et la circulation des courants supérieurs annulent pratiquement l'action adoucissante que les grandes masses d'eau des lacs pourraient exercer sur la température.

Plus on s'élève en altitude, plus forte est l'emprise des courants supérieurs sur les climats particuliers, de sorte que tous les hauts sommets présentent des régimes thermiques spéciaux.



Les régions élevées et non trop humides ont un climat tempéré sub-équatorial qui s'approche du climat d'altitude tropical et que l'on peut estimer très favorable à l'acclimatation des races humaines des latitudes moyennes.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- H. HILDEBRANDSON et L. TEISSERANC DE BORT, *Les bases de la Météorologie dynamique*, t. II (Température de l'air).
- W. KÖPPEN, *Grundriss der Klimakunde*. Zweite, verbesserte auflage der Klimate der Erde. Verlag W. De Gruyter & Co, Berlin und Leipzig, 1931.
- N. K. JOHSON, A study of the vertical Gradient of temperature in the Atmosphere near the Ground. (*Geophysical Memoirs*, n° 46, Londres, 1929.)
- F. ALBRECHT, Ueber den Zusammen zwischen taeglichen Temperaturgang und Strahlungshaushalt. (*Meteorologische Zeitschrift*, Brunswick, 1929.)
- H. R. SCULTETUS, Die Beobachtungen der Erdbodentemperaturen in Beobachtungsnetze des preussischen meteorologischen Instituts waehrend der Jahren 1912 bis 1927. (*Voroeffentlichungen des preussischen Meteorologische Instituts*, n° 371, Abhandlungen, vol. IX, n° 6, Berlin, 1930.)

- W. SCHMIDT, Die Tieffsten Minimumtemperaturen in Mitteleuropa. (*Meteorologischen Zeitschrift*, Brunswick.)
- Einige Ergebnisse von Temperaturbeobachtungen an einen Haug. (*Zeitschrift fuer angewandte Meteorologie, Das Wetter*, Berlin, 1930, pp. 204-211.)
- H. HUBER, Klimatologie von Bayern Erstes und letztes Auftreten bestimmter Temperaturgesmittel in Jahresverlauf. (*Meteorologische Zeitschr.*, 1930.)
- E. V. NEWNHAM, Observations of temperature close to the ground on clear calm nights. (*The Meteorological Magazine*, vol. LXV, 1930.)
- J. SCHUBERT, L'échauffement du sol nu et boisé et unités conformes aux lois naturelles. (*Comptes rendus de l'Association française pour l'Avancement des Sciences*, 52^e session, La Rochelle, 1928.)
- F. LINDHOLM, Sur la structure thermique de l'atmosphère au-dessus de la Suède méridionale. (*Meddelanden fran statens Meteorologisk-Hydrografiska Anstalt*, Bd. 3, n° 10, Stockholm, 1927.)
- A. ANGSTRÖM, Mesure de la température des couches les plus basses de l'atmosphère. Actions particulières de certains phénomènes météorologiques en agriculture. (*La Météorologie*, janvier-juin 1930.)
- L. CHAPTAL, De l'utilisation des graphiques de température, d'humidité et de pression en biologie agricole. (*Ibid.*, 1930.)
- P. SELTZER, Sur la répartition verticale de la température de l'air dans les deux premiers mètres au-dessus du sol. (*Comptes rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 1933, p. 1626.)
- W. PEPPLER, Einige aerologische Daten zur Kenntniss der Krauftigen Temperaturinversionen. (*Die Naturwissenschaften*, vol. XLVII, Berlin.)
- H. L. WRIGHT, On the variation of soils temperatures below turf : a discussion of observations at Kew observatory. (*Quartely Journal of the Royal Meteorological Society*, janvier 1933, p. 19.)
- W. J. HUMPHREYS, L'effet des nuages sur la température superficielle. (*Monthly Weather Review*, juin 1929, p. 247.)
-

TABLEAUX ANALYTIQUES DES TEMPÉRATURES

Tableau analitique des températures observées pendant l'année 1928 à l'Observatoire de

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des												
	générale.	à 1 ^m 75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.		
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18
Janvier	17.1	17.4	20.2	16.2	18.6	21.2	22.2	18.9	19.2	20.5	19.9	19.5	19.6
Février	16.8	16.9	19.9	16.4	18.3	20.3	21.5	18.8	19.2	20.3	19.6	19.3	19.3
Mars	16.4	16.5	19.2	15.5	17.-	18.8	20.3	18.1	18.6	19.8	18.8	18.6	18.7
Avril	16.5	16.5	18.7	15.5	17.-	18.3	19.3	17.9	18.2	19.2	18.5	18.3	18.3
Mai	15.6	15.7	18.1	15.1	16.1	17.4	18.-	17.1	17.4	18.-	17.7	17.1	17.5
Juin	15.8	15.4	18.8	15.3	14.8	15.9	16.5	15.8	16.2	16.8	16.8	16.7	16.7
Juillet.	15.2	15.3	18.7	14.5	13.8	15.1	15.6	15.1	15.5	16.-	16.2	16.1	16.1
Août	15.9	15.5	19.7	15.7	14.3	15.9	16.7	15.5	16.-	16.8	16.5	16.3	16.4
Septembre	16.4	16.3	20.2	15.5	15.7	17.8	18.5	16.8	17.5	18.2	17.4	17.2	17.4
Octobre	16.2	15.9	18.6	15.3	16.1	18.8	18.9	17.1	17.7	18.3	17.5	17.4	17.4
Novembre	16.5	16.6	19.2	15.3	16.5	19.9	19.5	17.2	18.-	18.8	17.8	17.6	17.7
Décembre	16.7	16.7	19.6	15.5	17.-	20.6	20.8	18.-	19.-	19.9	18.5	18.4	18.8
Moyennes annuelles	16.3	16.2	19.3	15.5	16.3	18.3	19.-	17.2	17.7	18.6	17.9	17.7	17.8

Climatologie agricole de Tshibinda. — 2°19'20" Lat. S. — 28°45'25" Long. G. — 2115 m. d'altitude.

températures						Moyenne des maxima		Moyenne des minima			Températures extrêmes.				
											Maxima		Minima		
à 50 centimètres dans le sol.			à 1 mètre dans le sol.			à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.
8	14	18	8	14	18										
19.2	19.3	19.2	11.2	11.2	11.2	20.9	21.3	11.7	11.3	10.-	23.5	24.-	9.5	9.5	7.3
19.3	19.3	19.3	11.3	11.6	11.6	20.7	20.9	11.4	11.5	11.5	23.5	24.8	9.5	9.-	6.5
18.8	18.9	18.8	11.8	11.6	11.7	20.6	21.6	10.9	11.-	9.6	22.2	23.6	8.1	8.-	6.2
18.6	18.6	18.6	11.1	11.4	11.4	19.4	20.4	12.9	11.2	12.1	21.-	22.5	9.5	9.5	8.5
17.7	17.7	17.6	10.1	10.1	10.1	18.5	20.3	11.5	12.-	11.1	20.1	23.-	9.-	9.5	7.8
17.-	17.-	17.-	9.7	9.7	9.7	19.7	20.1	10.6	10.7	9.5	22.5	23.-	8.1	7.9	7.-
16.3	16.3	16.3	9.9	9.9	9.9	20.-	21.2	8.5	8.5	7.4	23.-	24.-	6.-	6.1	5.-
16.3	16.7	16.6	9.2	9.2	9.2	20.9	21.6	8.8	8.6	7.4	23.-	24.2	6.2	6.-	5.-
17.4	17.4	17.4	9.5	9.6	9.6	21.2	22.5	9.8	9.9	8.8	25.2	26.-	7.4	7.3	5.8
17.5	17.5	17.4	9.8	9.8	9.8	21.1	22.1	10.5	10.1	9.2	23.5	24.4	7.7	7.2	5.8
17.9	17.9	17.9	9.7	9.7	9.7	21.1	21.5	10.6	10.5	9.6	22.3	24.3	9.6	8.8	8.1
18.9	18.9	18.9	10.2	10.2	10.2	20.8	21.5	11.5	10.5	9.7	23.2	24.5	9.3	8.8	7.9
17.9	17.9	17.9	10.3	10.3	10.3	20.4	21.2	10.7	10.5	9.5	22.7	24.-	8.3	8.1	6.7

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1929 à l'Observatoire de

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des												
	générale.	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.		
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18
Janvier	16.3	15.7	19.6	15.3	17.4	20.8	20.9	18.2	19.1	20.-	19.1	18.8	19.-
Février	16.4	16.2	19.5	15.4	16.8	20.8	20.7	17.9	19.1	20.-	18.9	18.7	18.9
Mars	15.9	15.8	18.5	14.6	15.8	18.9	18.8	16.8	17.9	18.5	17.7	17.4	17.8
Avril	16.-	15.7	18.4	15.3	15.9	18.2	18.1	16.7	17.3	17.9	17.2	17.3	17.3
Mai	16.1	16.2	19.-	15.6	15.-	17.2	17.3	16.2	16.8	17.3	17.2	17.2	17.2
Juin	15.7	15.6	19.-	15.2	13.9	16.1	16.4	15.1	16.3	16.8	16.5	16.3	16.4
Juillet	15.-	15.4	17.9	14.-	13.-	15.6	15.6	14.1	15.5	16.-	15.5	15.4	15.7
Août	15.6	16.2	18.6	14.7	13.5	16.7	16.4	14.8	16.4	17.-	16.2	16.-	16.3
Septembre	16.5	17.1	20.-	15.4	14.7	18.6	18.3	15.9	17.9	18.5	17.-	17.-	17.3
Octobre	15.8	16.1	18.6	14.6	15.9	18.4	18.4	16.6	17.8	18.3	17.3	17.1	17.3
Novembre	15.9	16.8	17.5	14.9	17.1	17.6	18.4	17.4	17.4	18.-	17.4	17.3	17.3
Décembre	15.7	16.9	17.5	14.3	16.8	17.8	18.4	17.2	17.3	18.-	17.3	17.1	17.1
Moyennes annuelles	15.9	16.1	18.7	14.9	15.5	18.1	18.1	15.6	17.4	18.1	17.3	17.1	17.3

Climatologie agricole de Tshibinda. — 2°19'20" Lat. S. — 28°45'25" Long. G. — 2,115 m. d'altitude.

températures						Moyenne des maxima		Moyenne des minima			Températures extrêmes.				
											Maxima		Minima		
à 50 centimètres dans le sol.			à 1 mètre dans le sol.			à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.
8	14	18	8	14	18										
19.6	19.6	19.5	10.3	10.6	10.6	20.8	22.2	10.8	10.4	9.8	23.-	24.3	8.5	8.4	7.5
19.4	19.4	19.3	10.1	10.2	10.1	21.7	22.8	9.9	9.6	8.6	23.8	25.-	7.8	7.4	6.7
18.6	18.6	18.5	10.1	10.2	10.2	20.6	21.8	10.3	10.-	9.7	23.3	24.8	8.9	8.2	7.8
18.1	18.2	18.2	10.4	10.4	10.3	19.7	20.8	11.5	11.7	11.2	21.6	23.-	8.8	8.4	8.-
18.1	18.1	18.1	9.9	9.9	9.9	20.2	21.4	10.5	10.6	9.9	21.2	23.-	8.2	8.-	7.2
17.6	17.6	17.4	10.2	10.3	10.3	20.1	21.6	9.5	9.7	9.-	22.2	24.2	8.-	7.2	7.-
16.8	16.8	16.8	10.7	10.8	10.8	19.6	20.6	8.9	8.7	7.8	22.-	23.4	6.2	6.-	5.-
17.2	17.2	17.1	10.9	10.9	10.9	20.8	21.9	8.7	8.7	7.7	23.7	25.2	5.4	4.9	3.7
17.8	17.8	17.8	11.4	11.5	11.5	21.4	22.2	9.6	9.4	8.4	24.5	24.6	6.4	6.8	4.8
18.1	18.1	18.1	11.6	11.6	11.6	20.1	21.-	10.-	10.1	9.9	21.8	22.7	8.4	7.7	7.5
18.1	18.1	18.2	12.-	12.-	12.-	20.3	21.-	10.5	10.4	10.-	22.-	22.8	8.8	8.8	8.2
18.1	18.1	18.1	12.3	12.3	12.3	20.2	21.1	10.-	10.-	9.8	22.5	22.7	8.-	8.-	7.8
18.1	18.1	18.1	10.9	10.9	10.9	20.5	21.6	10.-	9.9	9.3	22.6	23.8	7.8	7.5	6.8

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1930 à l'Observatoire de

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des												
	générale.	à 1 ^m 75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.		
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18
Janvier	16.2	16.3	18.4	15.4	17.3	18.3	19.1	17.6	17.9	18.6	17.7	17.5	17.6
Février	16.4	16.3	18.8	15.8	16.7	17.3	17.9	17.—	17.2	17.6	17.2	17.1	17.1
Mars	16.1	16.1	17.9	15.2	16.9	17.6	18.2	17.3	17.6	18.—	17.5	17.5	17.5
Avril	16.—	16.1	17.6	15.—	16.4	16.9	17.6	16.9	17.2	17.9	17.3	17.1	17.2
Mai	15.7	15.4	17.9	14.7	16.—	16.4	17.1	16.5	16.7	17.3	16.7	16.6	16.7
Juin	15.4	14.9	18.6	14.8	15.1	15.7	16.3	15.8	16.1	16.7	16.5	16.4	16.5
Juillet	15.—	14.6	18.6	14.5	14.6	15.5	16.4	15.2	15.5	16.2	16.1	15.9	16.—
Août	15.9	15.9	19.6	14.9	15.7	17.—	17.5	15.9	16.3	16.9	16.5	16.3	16.3
Septembre	16.1	16.2	19.—	16.—	16.4	18.2	18.9	16.7	17.4	18.4	17.2	16.9	17.1
Octobre	15.8	16.5	18.1	15.—	16.4	18.2	18.8	16.8	17.5	17.9	17.3	17.1	17.3
Novembre	16.3	16.3	19.1	15.5	16.9	18.7	19.4	17.4	18.—	18.7	17.7	17.5	17.6
Décembre	16.8	17.—	19.8	15.8	17.6	19.6	20.2	17.8	18.9	19.6	18.3	18.2	18.3
Moyennes annuelles	16.1	16.—	18.6	15.2	16.3	17.4	18.1	16.8	17.2	17.8	17.2	17.2	17.1

Climatologue Agricole de Tshibinda. — 2°19'20" L. S. — 28°45'25" L. G. : 2115 m. d'altitude.

températures						Moyenne des maxima		Moyenne des minima			Températures extrêmes.				
											Maxima		Minima		
à 50 centimètres dans le sol.			à 1 mètre dans le sol.			à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol
8	14	18	8	14	18										
18.3	18.3	18.3	12.8	12.9	12.9	20.3	21.1	11.-	11.4	11.-	24.-	23.8	9.1	9.6	8.8
18.2	18.2	18.2	12.4	12.4	12.4	21.1	21.5	10.9	11.1	10.8	24.-	23.6	9.-	9.2	8.8
18.2	18.2	18.2	12.7	12.7	12.7	20.3	21.2	11.1	11.2	11.8	22.4	23.-	8.8	9.2	9.4
18.1	18.2	18.1	13.-	13.-	13.-	20.2	21.3	11.2	11.6	11.3	22.3	23.5	9.8	10.2	7.8
17.8	17.9	17.8	13.1	13.1	13.1	19.9	20.1	11.-	11.5	11.3	21.7	23.1	9.5	9.4	7.9
17.7	17.7	17.7	13.-	13.-	13.-	19.6	21.-	9.6	9.6	9.6	21.8	23.2	6.9	7.2	6.8
17.3	17.3	17.2	13.2	13.3	13.3	19.9	21.5	8.2	8.1	8.3	22.2	24.7	6.-	5.7	5.8
17.3	17.4	17.3	13.2	13.3	13.3	21.4	21.7	8.6	8.7	8.3	26.4	24.8	6.9	6.2	6.3
17.9	18.1	18.1	13.-	13.-	13.-	20.8	21.3	9.6	9.9	10.-	23.1	23.6	8.4	8.1	7.9
18.3	18.4	18.2	13.4	13.4	13.4	20.1	20.8	10.1	10.1	9.9	23.4	23.6	8.9	8.2	7.7
18.4	18.4	18.4	13.2	13.2	13.2	21.-	22.-	10.4	10.1	10.3	23.2	23.8	8.8	8.2	8.2
18.6	18.6	18.5	13.4	13.4	13.4	21.3	22.1	10.7	10.7	10.8	23.2	24.6	8.8	8.4	8.9
18.-	18.-	18.-	13.-	13.1	13.-	20.5	21.3	10.2	10.3	10.3	23.1	23.8	8.4	8.3	7.9

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1931 à l'Observatoire de

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des												
	générale.	à 1 ^m 75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.		
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18
Janvier	16.8	16.7	19.7	15.8	17.5	19.7	20.2	18.-	18.8	19.5	18.4	18.2	18.4
Février	17.-	17.3	19.6	16.5	17.9	20.1	20.7	18.5	19.3	19.6	19.-	18.8	18.9
Mars	16.8	17.2	18.9	15.8	17.6	20.2	20.6	18.5	19.1	19.8	18.8	18.7	18.8
Avril	16.7	17.-	19.2	15.8	17.7	20.2	20.4	18.5	19.-	19.6	18.4	18.3	18.6
Mai	16.4	16.2	18.4	15.9	17.3	19.5	19.5	17.7	18.2	18.6	17.9	17.7	17.9
Juin	16.1	15.5	19.2	15.5	16.4	18.8	19.2	16.9	17.5	18.1	17.3	17.2	17.3
Juillet.	16.-	15.8	19.5	15.6	15.5	17.8	18.1	16.2	16.7	17.3	16.6	16.5	16.6
Août	16.9	16.1	20.9	16.-	16.2	19.-	19.3	16.7	17.4	18.1	17.2	17.1	17.3
Septembre	17.1	16.8	20.5	16.5	16.6	19.4	19.4	17.3	18.2	18.8	18.-	17.9	17.9
Octobre	17.-	16.8	20.1	15.9	16.8	19.5	19.6	17.6	18.7	19.3	18.2	18.1	18.3
Novembre	16.6	16.7	18.9	15.5	17.-	20.-	20.-	17.8	19.2	19.5	18.4	18.2	18.4
Décembre	16.3	15.7	19.-	15.5	16.7	19.8	19.8	17.5	18.5	19.2	17.9	17.7	18.-
Moyennes annuelles	16.6	16.5	19.5	15.8	16.9	19.5	19.7	17.6	18.4	18.9	18.-	17.9	18.-

Climatologie agricole de Tshibinda. — 2°19'20" Lat. S. — 28°45'25" Long. G. : 2115 m. d'altitude.

températures						Moyenne des maxima		Moyenne des minima			Températures extrêmes.				
											Maxima		Minima		
à 50 centimètres dans le sol.			à 1 mètre dans le sol.			à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	à 1m75 du sol.	à 50 cm. du sol.	Niveau du sol.
8	14	18	8	14	18										
19.-	19.1	19.-	11.1	11.-	11.5	21.4	22.6	11.-	11.8	10.9	24.-	25.4	8.7	8.9	8.3
18.9	18.9	18.9	11.4	11.4	11.4	21.5	22.7	11.-	11.5	10.9	24.5	25.4	9.6	9.6	9.-
18.5	18.6	18.5	11.9	11.9	11.9	21.6	22.7	11.-	11.5	10.7	24.-	25.-	9.5	10.-	9.6
18.3	18.3	18.3	13.3	13.3	13.3	21.4	22.2	11.3	11.9	11.3	23.-	24.2	9.-	9.7	9.-
18.7	18.9	18.9	13.5	13.5	13.5	19.8	21.1	12.2	12.3	12.-	21.4	23.-	9.-	9.2	8.8
18.3	18.4	18.3	13.5	13.5	13.5	20.6	21.7	10.4	10.6	10.3	22.9	23.9	8.1	8.2	7.8
17.7	17.7	17.7	13.7	13.7	13.7	20.5	21.7	9.6	9.6	8.9	23.9	25.-	6.4	6.9	5.6
18.-	18.2	18.1	13.7	13.8	13.7	22.3	23.5	9.7	9.5	8.9	25.3	26.1	6.3	6.-	5.3
18.9	19.-	18.9	12.7	13.7	13.7	22.2	23.5	10.4	9.8	9.5	24.-	25.8	7.2	7.4	5.8
19.1	19.2	19.1	13.8	13.8	13.8	21.6	23.1	11.3	10.1	10.4	23	25.4	9.7	7.7	8.7
19.2	19.3	19.2	13.7	13.4	13.7	21.3	22.5	11.2	10.3	10.2	24.1	25.7	9.6	8.6	8.1
18.8	18.8	18.7	13.6	13.6	13.6	20.7	22.3	11.2	10.4	10.3	22.9	24.3	8.8	8.4	7.7
18.6	18.7	18.6	13.-	13.1	13.1	21.2	22.5	10.9	10.8	10.3	23.5	24.9	8.5	8.4	7.8

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1928
à la station de Climatologie agricole de Lufenga (Rugari) 1°24'40" Lat. S. — 29°22'28" Long. G. : 1800 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures															Tempé- ratures extrêmes.				
	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.			Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.		
																		Maxima à 1m75 du sol.	Minima à 1m75 du sol.	
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18					
Janvier	19.2	18.6	21.4	18.2	20.-	21.-	18.9	19.1	19.9	19.2	18.9	19.1	18.9	19.-	18.9	24.-	13.6	26.7	12.-	
Février	19.7	18.6	22.6	18.6	19.6	21.-	21.7	19.9	19.9	20.4	19.8	19.7	19.6	19.4	19.4	19.3	24.9	14.7	27.5	11.6
Mars	19.5	19.4	21.-	18.4	19.1	20.9	21.6	19.5	19.6	20.2	19.6	19.4	19.5	19.4	19.3	19.3	25.-	13.7	29.-	11.2
Avril	18.7	18.4	20.1	17.3	19.4	20.5	21.-	19.8	19.8	20.1	20.-	19.8	19.8	19.8	19.7	24.1	13.6	27.2	12.5	
Mai	18.9	18.4	20.7	18.1	18.7	19.9	20.4	19.4	19.6	19.9	19.8	19.8	19.7	19.9	19.9	19.8	23.8	13.5	26.2	12.5
Juin	18.8	18.7	20.6	18.4	18.9	19.9	20.4	19.6	19.7	20.-	19.9	19.9	19.9	20.1	20.1	24.3	12.5	26.-	10.-	
Juillet	18.4	17.5	22.-	18.5	18.1	19.5	20.3	19.2	19.3	20.-	19.7	19.6	19.6	19.7	19.8	19.7	24.3	10.8	26.1	9.-
Août	17.8	16.6	20.7	17.4	17.9	18.9	19.3	18.7	18.7	19.4	19.2	19.2	19.2	19.1	19.2	23.8	10.8	26.-	9.6	
Septembre	17.8	17.3	20.6	17.1	17.8	19.-	19.7	18.7	19.1	19.3	19.1	18.9	18.9	19.-	19.-	23.8	11.4	26.2	9.9	
Octobre	18.5	17.6	20.8	17.4	18.1	19.4	19.5	18.7	19.-	19.5	19.-	18.9	19.1	19.-	19.1	24.2	12.6	29.-	10.8	
Novembre	18.3	18.4	20.5	17.6	17.9	18.6	18.9	18.5	18.5	18.7	18.8	18.8	18.7	18.8	18.8	24.-	11.6	26.-	10.1	
Décembre	18.1	18.1	17.7	18.1	18.-	18.6	19.-	18.3	18.3	18.6	18.5	18.5	18.4	18.5	18.5	24.8	11.1	26.-	10.-	
Moyennes annuelles	18.6	18.1	20.9	17.9	18.5	19.7	20.2	19.1	19.2	19.7	19.4	19.3	19.3	19.3	19.3	24.2	12.5	21.1	10.8	

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1929
à la station de Climatologie agricole de Lulenga (Rugari) 1°24'40" Lat. S. — 29°22'20" Long. G : 1800 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures															Tempé- ratures extrêmes.				
	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.			Moyenne des minima à 1m75 du sol.	Moyenne des maxima à 1m75 du sol.			
	générale.																			
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18					
Janvier	18.6	17.5	21.5	19.2	18.1	18.3	18.8	18.4	18.4	18.6	18.5	18.5	18.8	17.8	18.4	18.4	24.2	11.9	26.5	9.5
Février	18.6	17.7	21.4	18.3	17.8	18.4	18.8	18.5	18.4	18.5	18.7	18.6	18.6	19.-	19.-	19.-	24.7	11.3	29.-	10.-
Mars	18.6	18.4	21.1	18.3	17.6	17.9	18.5	18.1	18.1	18.3	18.5	18.5	18.4	19.2	19.2	19.2	24.6	11.4	28.5	10.-
Avril	18.6	18.4	20.7	18.2	17.7	18.4	18.9	18.3	18.4	18.8	18.8	18.8	18.8	19.4	19.1	19.4	24.-	12.2	27.2	10.4
Mai	18.9	18.-	21.4	18.-	18.6	19.1	19.9	19.2	20.-	19.6	19.5	19.4	19.4	19.9	19.9	19.9	24.3	12.9	26.2	11.5
Juin	18.5	18.2	21.2	18.2	18.1	18.3	19.2	18.8	18.7	19.1	19.1	19.-	19.-	19.3	19.3	19.3	24.1	12.3	26.8	10.8
Juillet	17.4	15.4	20.-	17.3	17.2	17.5	18.2	17.9	17.9	18.1	18.2	18.1	18.1	18.3	18.3	18.3	23.2	11.5	26.-	10.-
Août	17.9	15.8	20.7	16.8	17.8	18.3	19.1	18.3	18.3	18.6	18.3	18.3	18.3	18.4	18.6	18.4	23.7	11.7	25.4	10.-
Septembre	18.1	16.3	21.3	17.-	17.7	18.2	18.6	18.6	18.5	18.9	19.1	19.1	19.1	19.-	19.-	19.-	24.-	12.3	27.-	11.5
Octobre	17.9	16.4	19.3	16.5	16.5	16.6	16.9	17.-	17.2	17.3	18.-	17.9	17.8	17.8	17.9	17.8	23.3	13.4	24.8	11.-
Novembre	18.-	16.7	19.5	17.1	16.4	16.4	16.7	17.-	16.9	17.-	17.9	17.9	17.9	17.3	17.3	17.3	24.3	13.-	28.9	11.8
Décembre	17.5	16.6	19.-	17.4	16.4	16.6	17.3	17.1	17.2	17.2	17.9	17.9	17.9	17.2	17.3	17.2	22.1	12.6	25.5	11.-
Moyennes annuelles . . .	18.2	17.1	20.4	17.7	17.5	17.9	18.4	18.1	18.1	18.3	18.6	18.5	18.5	18.6	18.6	18.6	23.9	12.2	26.8	10.6

**Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1930
à la station de Climatologie agricole de Lulenga (Rugari) 1°24'40" Lat. S. — 29°22'20" Long. G.: 1800 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- ratures extrêmes.							
	à 1m75 du sol.						à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.			Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol Maxima	à 1m75 du sol Minima		
	Générale						à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.								
	8		14		18		8		14		18		8		14		18		8		14		18	
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18
Janvier	18.5	17.2	20.6	17.8	17.7	18.7	18.7	18.7	18.3	18.7	18.6	18.5	17.5	17.6	17.5	23.6	13.3	25.8	11.9					
Février	19.2	17.5	21.8	18.4	18.4	19.2	19.6	18.7	18.8	19.1	19.4	19.6	18.2	18.2	18.2	24.8	13.8	28.1	12.1					
Mars	18.2	17.1	20.1	17.5	18.2	18.4	18.9	18.4	18.3	18.6	19.2	19.2	18.3	18.3	18.4	23.1	13.6	26.3	12.1					
Avril	18.6	18.1	20.6	17.5	18.6	19.1	19.7	19.1	18.9	19.5	19.7	19.6	18.8	18.8	18.8	23.6	13.3	26.5	11.9					
Mai	19.2	16.9	22.1	18.9	18.8	18.1	18.5	18.6	18.6	19.1	19.7	19.6	19.3	19.3	19.3	25.2	13.1	37.1	10.8					
Juin	18.2	15.9	20.7	17.8	17.1	17.1	17.5	18.2	18.6	19.5	19.2	19.3	19.4	19.5	19.5	23.8	12.1	33.6	10.3					
Juillet	18.6	15.2	21.4	18.8	15.8	17.9	18.4	17.6	18.4	20.1	18.8	18.4	18.5	18.7	18.6	24.6	12.5	28.1	11.1					
Août	18.3	15.8	21.1	17.5	18.1	18.5	19.2	17.4	18.8	20.3	18.7	18.5	18.5	18.5	18.5	23.5	13.4	26.9	11.1					
Septembre	18.1	16.5	20.3	17.4	18.2	18.7	19.1	18.1	18.7	19.9	18.7	18.6	18.6	18.6	18.6	23.7	12.5	27.5	11.1					
Octobre	17.1	16.1	18.6	16.7	17.6	18.1	18.5	17.4	18.8	19.6	18.9	18.1	18.7	18.6	18.6	22.4	11.9	25.1	10.7					
Novembre	17.3	16.3	19.1	17.1	17.6	17.8	18.2	17.4	18.6	19.9	18.5	18.3	18.4	18.6	18.6	22.3	12.1	25.1	10.5					
Décembre	18.1	16.9	19.9	18.4	17.4	17.9	18.2	17.7	18.6	20.2	18.8	18.5	18.7	18.5	18.6	23.2	12.5	27.1	11.1					
Moyennes annuelles	18.3	16.6	20.5	17.8	17.7	18.2	18.4	18.1	18.6	19.4	19.1	18.9	18.6	18.6	18.6	23.6	12.8	28.1	11.2					

**Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1931
à la station de Climatologie agricole de Lulenga (Rugari) 1°24'40" Lat. S. — 29°22'20" Long. G.: 1800 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- ratures extrêmes.	
	à 1m75 du sol.		à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.			Moyenne des minima à 1m75 du sol.		Maxima à 1m75 du sol.	Minima à 1m75 du sol.
	Général.	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18		
Janvier	18.7	16.4	21.4	49.-	18.-	18.8	49.5	17.9	49.-	19.8	18.8	18.7	48.8	18.7	24.2	12.9	26.5	41.5
Février	19.1	17.-	21.7	49.-	18.6	19.4	20.-	18.1	49.6	21.-	19.4	19.2	49.3	19.3	24.9	13.1	28.-	40.1
Mars	18.8	17.8	20.5	48.9	18.3	19.1	49.7	17.9	49.6	20.8	19.1	19.1	49.1	19.1	24.1	12.9	27.5	40.-
Avril	18.9	17.4	21.1	48.7	18.3	19.-	49.7	18.5	49.7	21.-	19.3	19.2	49.2	19.2	24.6	13.-	26.4	40.4
Mai	18.8	16.6	20.5	48.9	19.4	19.2	20.1	18.6	49.9	21.3	19.6	49.4	49.3	49.3	24.8	13.1	27.-	40.8
Juin	18.6	15.9	21.7	49.-	18.1	18.2	18.9	17.3	48.8	20.4	18.9	18.6	49.-	49.-	24.4	12.2	26.6	40.-
Juillet	18.2	15.3	22.-	48.7	18.-	18.3	19.2	17.2	48.9	20.3	18.6	18.4	48.6	18.5	23.8	11.6	27.-	9.-
Août	18.6	15.7	21.5	49.5	18.5	18.4	49.2	17.7	49.5	20.5	19.1	19.1	49.1	49.1	24.4	12.-	27.9	9.9
Septembre	18.4	15.6	21.-	48.6	18.6	18.8	20.1	17.7	20.1	21.5	19.3	19.2	49.2	19.1	24.4	11.8	27.-	9.5
Octobre	18.3	16.5	21.3	48.5	18.2	18.2	49.2	17.5	49.-	20.6	18.6	18.8	49.-	49.1	23.9	11.7	26.-	10.5
Novembre	17.9	15.5	20.2	48.7	18.5	18.3	49.-	17.6	48.8	20.2	18.9	18.7	48.8	18.9	23.3	12.-	27.-	11.-
Décembre	17.8	15.5	20.6	48.5	17.7	17.8	48.9	17.-	48.8	20.5	18.5	18.2	48.4	18.6	23.1	11.6	26.-	8.4
Moyennes annuelles	18.5	16.3	21.1	48.8	18.4	18.6	49.3	17.7	49.3	20.6	19.-	18.8	48.9	19.-	24.2	12.2	26.9	10.1

**Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931,
à la station de Climatologie agricole de Kahundu : Altitude 1925 mètres.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928						1929						1930						1931					
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.			Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.			Générale.	Maxima.	Minima.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.				
				Max.	Min.					Max.	Min.									Max.	Min.			
Janvier	15.8	21.8	9.8	25.7	9.8		16.2	21.8	10.6	25.7	5.3		15.8	22.-	9.7		15.5	21.7	9.3	25.5	6.-			
Février	15.7	22.5	8.8	24.7	5.9		15.5	22.5	8.4	25.7	6.-		15.8	22.1	9.5		15.8	23.-	8.6	27.-	5.8			
Mars	15.6	22.5	8.8	24.7	6.3		15.5	22.5	9.2	24.7	5.5		14.3	21.6	7.3		16.5	23.2	9.8	26.-	8.-			
Avril	17.7	22.3	13.1	24.5	8.7		13.5	22.3	4.6	24.8	0.8		15.6	21.4	9.8		16.9	23.3	10.5	27.-	7.-			
Mai	16.8	22.2	11.4	24.-	9.-		16.1	22.2	9.9	23.7	9.-		14.7	21.6	7.7		15.6	22.1	9.-	23.7	8.-			
Juin	16.6	22.7	10.4	26.5	6.-		16.6	23.6	9.7	26.-	5.-		15.6	21.8	9.3		16.3	22.7	9.8	25.3	5.6			
Juillet	15.7	22.6	8.8	27.-	6.-		16.1	23.2	9.3	26.-	5.-		15.9	22.-	9.8		15.9	22.6	9.3	26.-	6.-			
Août	16.3	23.4	9.2	25.-	5.2		16.2	24.-	8.3	27.-	4.5		15.6	22.7	8.5		16.-	23.4	8.7	25.8	4.6			
Septembre	16.5	22.8	10.1	26.-	6.8		16.3	23.6	9.1	27.-	6.5		15.9	22.-	9.7		16.1	22.8	9.6	26.-	6.4			
Octobre	15.9	21.9	9.9	24.2	4.-		15.5	21.5	9.5	24.-	7.5		16.-	22.3	9.6		15.7	21.9	9.6	24.2	6.1			
Novembre	16.2	22.9	9.5	26.-	7.-		16.2	22.6	9.8	26.-	7.-		15.9	23.3	8.5		16.1	22.9	9.3	26.-	6.6			
Décembre	16.2	22.4	9.9	25.7	6.-		15.1	21.1	9.-	23.5	6.-		16.4	23.7	9.2		15.6	22.4	9.4	25.5	6.2			
Moyennes annuelles	16.3	22.5	10.-	25.3	6.7		15.7	22.6	8.9	25.3	5.6		15.6	22.2	9.5		16.-	22.7	9.4	26.-	6.4			

**Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Ngweshe : 2°42' Lat. S. — 28°38'30" Long. G. : 1730 mètres d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928				1929				1930				1931			
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes. Max. Min.	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes. Max. Min.	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes. Max. Min.	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes. Max. Min.
Janvier	19.9	25.2	14.7	29.3 13.3	20.3	25.9	14.6	29.5 13.5	19.3	24.3	14.3	28.5 12.5	20.8	26.3	15.2	30. — 14. —
Février	20.5	26. —	14.9	30.5 13.3	20.3	26.4	14.1	31. — 12.5	20.2	25.4	14. —	30. — 13. —	20.9	26.3	15.6	30.5 14.5
Mars	20. —	25.1	14.9	29.1 13.6	20.4	26.3	14.4	31.5 13. —	19.9	24.6	15.2	28. — 13.5	19.4	24.3	15.2	28. — 14.5
Avril	20.4	25.4	15.2	28.3 14. —	20.7	26.3	15.1	29.5 14. —	19.6	23.9	15.4	27. — 13.5	20.8	26.5	15.2	28.5 14.5
Mai	20.6	26. —	15.1	28.7 14.3	20.8	26.8	14.9	29. — 14. —	20.2	24.8	15.6	28. — 15. —	20.9	26.8	14.9	29. — 14. —
Juin	20.3	25.8	14.7	28.2 13.1	20.2	26.2	14.3	27.5 13. —	19.6	24.7	14.7	28. — 12.5	20.7	24.4	15.1	29. — 14. —
Juillet	19.7	25.2	14.2	28. — 12. —	19.6	25.5	13.8	28.5 12. —	19.8	25.1	14.6	27.5 12.5	19.9	25. —	14.8	28.5 13. —
Août	20.3	26.2	14.4	29.5 13.8	19.8	26.1	13.6	29. — 12. —	19.8	25.2	14.4	28.5 13. —	20.8	26.6	15. —	30.5 13.5
Septembre	20.3	26.1	14.5	29.7 12.9	20.2	26.2	14.2	30.5 12. —	20.1	25.4	14.9	28.5 13.5	20.2	25.9	14.5	29.6 12.8
Octobre	20.9	27. —	14.7	30.4 13.7	19.1	24.6	13.6	28. — 12.5	20.4	25.5	14.8	31. — 13.5	21. —	26.9	15.1	31. — 14. —
Novembre	21.6	27.7	15.5	31. — 14. —	19.5	24.8	14.2	29. — 13. —	20.2	25.5	14.9	30. — 13. —	20.3	25.4	15.2	32. — 13.5
Décembre	20.7	26.7	14.8	28. — 14. —	18.7	23.8	13.5	27. — 11.5	20.7	26.9	14.6	30. — 13.5	19.6	24.4	14.7	27. — 13.5
Moyennes annuelles	20.4	26.1	14.8	29.2 13.5	20.0	25.7	14.2	29.2 12.7	20. —	25.1	14.9	28.7 13.2	20.4	25.8	15. —	29.5 13.8

**Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Busangania : 1610 mètres d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928					1929					1930					1931				
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.	
				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.
Janvier	19.1	26.1	12.1	28.4	8.3	19.-	26.1	11.9	28.2	10.-	19.-	25.2	13.-	28.-	6.-	19.3	27.-	11.6	29.-	9.-
Février	19.5	27.2	11.7	29.8	9.7	19.1	27.2	11.-	29.5	9.-	19.9	26.4	13.3	29.-	11.2	19.5	27.7	11.2	31.-	9.-
Mars	19.5	26.5	12.6	28.8	10.4	19.3	26.6	12.1	29.5	9.7	19.6	25.8	13.5	27.-	10.5	19.7	27.2	12.3	30.-	11.-
Avril	19.5	25.9	13.2	28.3	10.1	19.3	25.3	13.2	28.-	10.-	19.4	25.3	13.6	28.-	11.5	19.9	27.-	12.7	29.-	9.-
Mai	19.6	26.1	13.-	28.6	10.4	19.7	26.6	12.8	28.5	10.2	19.6	25.1	14.1	28.5	13.-	19.4	26.6	12.3	29.-	8.-
Juin	19.-	25.8	12.3	28.-	10.5	19.2	27.-	11.4	28.5	8.5	19.1	26.3	11.9	30.-	8.3	18.8	26.2	11.4	28.6	10.-
Juillet	19.1	26.3	11.9	28.-	9.5	18.1	25.5	10.7	28.-	6.7	18.2	26.-	10.4	29.-	8.-	18.7	26.6	10.8	29.-	8.5
Août	18.9	26.5	11.3	28.-	9.-	18.9	26.7	11.2	31.-	7.-	19.2	26.7	11.7	29.5	9.8	19.-	27.-	11.1	30.2	9.-
Septembre	19.8	26.9	12.6	30.-	10.-	19.8	27.1	12.4	29.-	9.-	19.2	26.-	12.4	29.5	9.8	19.7	27.8	11.7	30.-	9.5
Octobre	19.1	26.4	11.9	28.8	9.-	19.1	26.1	12.2	28.-	9.8	18.9	26.-	11.9	29.-	10.-	20.2	28.2	12.1	30.-	11.-
Novembre	19.4	26.2	12.5	29.-	11.-	18.9	25.6	12.3	27.-	10.5	18.8	26.5	11.1	29.-	10.-	19.3	27.4	11.2	30.-	10.-
Décembre	19.1	25.8	12.4	28.-	10.5	18.4	25.-	11.8	26.-	9.8	19.5	26.8	12.2	29.-	10.-	18.2	25.6	10.7	28.-	10.-
Moyennes annuelles	19.3	26.3	12.3	28.6	9.9	19.1	26.2	11.9	28.4	9.2	19.2	26.-	12.4	28.8	9.8	19.3	27.-	11.6	29.5	9.5

**Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931,
à la station de Climatologie agricole de Bobandana : 1°42'30" Lat. S. — 29°01' Long. G. : 1550 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928					1929					1930					1931				
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.	
				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.					
Janvier	20.4	27.4	13.4	29.5	11.8	20.2	27.4	13.3	30. —	12.5	20.2	27. —	13.4	29. —	12. —	19.8	27.2	12.5	29.5	11. —
Février	20.2	27.2	13. —	30. —	10.5	20.3	27.8	12.8	31. —	10.3	20. —	26.7	13.3	29.5	10.8	20.4	27.3	13. —	29.5	10.5
Mars.	19.9	26.4	13.3	29.6	11.5	19.9	26.2	13.5	30. —	11.6	19.9	26.3	13.6	29. —	11.6	19.8	26.6	12.9	30. —	11.5
Avril.	20.4	25.4	14.8	28.3	12.8	19.7	25.9	14.2	29. —	11.5	19.7	25.7	13.8	28.5	12.2	20.2	26.2	14.2	28. —	11. —
Mai	19.9	24.8	15. —	26.4	13.2	19.7	26.1	13.4	28. —	11.5	20. —	25.7	14.2	27.6	12. —	19.8	24.9	14.6	27. —	13. —
Juin	19.5	24.9	14.4	26.4	12. —	19.3	25.9	12.8	27.5	10.2	19.2	25.8	12.5	27.9	10. —	18.6	23.7	13.5	26. —	11.5
Juillet	19. —	25.5	12.6	28.4	10. —	19. —	26. —	12.1	28. —	10. —	18.7	26.4	10.9	28.4	9. —	17.7	23.2	12.3	26. —	10. —
Août	20.9	26.5	15.5	29.5	15. —	19.9	27.6	12.2	30. —	9. —	19.5	27.2	11.8	29.5	10. —	18.8	25.2	12.3	29. —	10. —
Septembre.	20.3	28.4	12.5	32. —	11.3	20.6	28.5	12.6	30.8	11. —	20.3	27.4	13.2	30. —	14.2	18.8	25.9	11.6	29. —	8.5
Octobre.	19.6	27. —	12.4	30.4	10.3	20.1	27.4	12.8	30.5	11. —	19.2	26.7	11.8	29. —	9. —	20.4	27.3	12.9	30. —	11. —
Novembre	19.5	26.8	12.4	29.4	10.5	19.7	27.4	12.4	30.4	10. —	19.2	26.3	12.4	29. —	11. —	19.5	26.8	12.4	29.4	10.5
Décembre	19.7	27.4	12. —	29.4	11.4	19.4	25.6	12.7	30. —	10.4	19.4	26.5	12.3	29.5	10.7	19.4	26.5	12.3	29.5	10.7
Moyennes annuelles	19.9	26.4	13.4	28.9	11.7	19.8	26.8	12.9	29.6	10.7	19.6	26.6	12.7	28.9	11.4	19.4	25.9	12.8	28.5	10.8

Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Rubengera : 2°02'45" Lat. S. — 28°24'30" Long. G. : 1700 mètres d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	1928					1929					1930					1931				
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.	
				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.
Janvier	20.-	25.1	14.8	27.6	13.-	20.1	25.2	14.9	27.8	13.3	19.6	24.5	14.7	26.8	12.-	20.4	25.7	15.-	28.4	13.8
Février	20.4	25.2	15.6	29.4	13.3	20.1	25.1	15.-	29.4	12.3	20.5	24.8	16.3	27.7	14.-	21.-	26.4	15.6	30.2	13.7
Mars	19.6	24.3	14.8	28.-	13.1	19.2	23.7	14.8	27.-	13.5	19.4	24.2	14.6	26.7	10.1	20.2	24.9	15.4	28.-	14.-
Avril	19.6	24.-	15.1	26.-	14.-	19.5	23.9	15.1	26.7	14.-	19.6	24.3	14.9	27.-	13.9	20.2	25.-	15.4	27.6	14.2
Mai	18.9	23.-	14.9	25.-	13.-	19.4	24.-	14.9	26.8	13.-	18.9	23.4	14.4	26.4	12.6	19.8	24.3	15.3	26.-	13.5
Juin	19.1	24.2	14.-	25.8	13.2	19.6	25.3	14.-	27.-	12.2	18.9	23.9	13.9	26.5	12.1	19.9	25.5	14.3	28.-	12.4
Juillet	19.6	25.3	14.-	27.5	12.5	19.6	25.2	14.-	27.4	12.3	18.9	24.7	13.1	26.3	11.5	20.3	25.7	14.8	28.3	13.2
Août	20.4	25.7	15.-	28.-	14.8	20.2	25.9	14.6	28.-	12.8	20.1	25.6	14.6	28.2	12.6	20.9	27.-	14.9	29.8	13.-
Septembre	21.4	27.3	15.5	29.9	13.5	20.9	26.9	14.8	29.7	13.3	19.5	24.8	14.2	27.5	12.8	20.7	26.3	15.1	29.-	13.8
Octobre	20.7	25.9	15.6	29.2	13.6	20.-	25.4	14.6	27.8	12.4	19.5	25.-	14.-	28.-	12.7	21.6	27.6	15.6	30.8	13.7
Novembre	20.2	25.2	15.2	27.8	14.-	20.-	25.6	14.4	27.9	13.3	19.7	25.1	14.3	28.5	11.-	20.7	26.1	15.3	31.5	14.1
Décembre	19.9	24.9	14.9	27.-	13.6	19.4	24.4	14.4	27.8	12.-	20.1	25.3	14.9	29.-	13.5	19.5	24.3	14.8	26.4	13.7
Moyennes annuelles	20.-	25.-	14.9	27.6	13.5	19.8	25.1	14.6	27.8	12.9	19.5	24.6	14.5	27.4	12.4	20.4	25.7	15.1	28.7	13.6

Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931,
à la station de Climatologie agricole de Uvira : 3°24'25" Lat. S. — 29°08'30" Long. G. : 800 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNEE.	1928					1929					1930					1931				
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.	
				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.					
Janvier	23.7	28.8	18.7	32.1	17.2	23.5	28.4	18.7	31.1	17.2	23.6	28.3	19.1	32.1	17.9	24.2	29.7	19.2	33.5	16.5
Février	24.4	29.1	19.6	33.6	16.7	24.7	29.7	19.6	32.5	14.1	24.5	29.9	19.1	33.1	17.8	24.8	29.3	20.3	31.5	16.8
Mars.	24.2	28.8	19.5	30.5	17.1	23.9	28.3	19.5	31.5	17.6	24.1	29.1	18.9	31.1	17.1	24.5	28.7	20.2	31.1	19.1
Avril	24.5	28.4	20.5	31.1	17.4	23.9	28.1	19.8	30.1	18.1	23.3	27.7	19.1	30.5	18.2	24.4	28.8	19.9	30.5	18.5
Mai	23.9	27.9	19.9	29.2	17.4	24.3	29.3	19.3	30.1	16.8	23.3	27.8	18.6	30.1	16.1	24.7	29.9	19.5	31.1	17.1
Juin	24.1	29.5	18.7	30.3	15.1	23.8	29.8	18.3	31.5	15.4	22.6	27.9	17.3	29.1	14.2	23.4	28.6	18.3	31.1	17.2
Juillet	22.7	28.4	17.1	29.5	14.3	23.2	28.5	17.6	30.2	14.7	23.8	28.5	18.1	30.5	14.9	23.1	28.4	17.5	30.5	15.1
Août.	23.8	29.2	18.3	30.9	15.5	22.8	28.2	17.4	30.5	14.6	22.5	28.3	16.6	30.1	14.5	23.5	29.8	17.2	31.1	14.1
Septembre	24.1	29.9	18.1	33.1	15.6	24.5	30.7	18.1	32.8	15.6	24.2	29.9	18.5	32.1	15.5	24.6	31.1	18.2	33.5	15.8
Octobre	24.2	29.8	18.7	34.5	16.7	24.6	30.3	18.9	32.7	15.8	24.1	30.1	18.1	32.5	16.5	25.2	31.3	19.2	33.1	18.1
Novembre	25.6	30.7	20.4	34.1	16.1	24.3	30.4	18.3	32.1	17.1	24.4	30.1	18.8	33.5	16.5	24.7	29.9	19.4	33.3	17.5
Décembre	24.1	28.9	19.1	31.3	16.5	23.5	28.7	18.4	31.1	15.5	24.4	30.3	18.6	32.5	17.1	24.1	29.1	19.4	31.1	17.1
Moyennes annuelles	24.1	29.2	19.1	31.6	16.3	23.9	29.2	18.6	31.3	16.1	23.7	29.1	18.3	31.4	16.3	24.3	29.5	19.1	31.7	16.8

**Tableau analytique des températures observées pendant les années 1928 à 1931,
à la station de Climatologie agricole de Nyundo : 1°42'16". Lat. S. — 29°19'22". Long. G. : 1880 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928					1929					1930					1931				
	Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.		Générale.	Maxima.	Minima.	Extrêmes.	
				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.				Max.	Min.
Janvier	18.4	23.1	13.8	25.4	12.6	17.9	22.3	13.4	24.9	11.9	17.7	22.1	13.3	25.-	12.2	18.1	22.7	13.5	24.9	11.9
Février	18.2	22.6	13.7	25.-	11.5	18.-	22.7	13.2	26.-	11.2	18.-	22.6	13.4	26.2	11.7	18.7	23.1	14.2	25.7	12.8
Mars	18.3	22.9	13.6	25.2	11.7	17.4	21.6	13.2	24.7	11.9	17.5	21.9	13.2	24.2	11.6	18.3	22.8	13.8	25.9	12.6
Avril	17.9	22.1	13.7	25.-	12.3	17.5	21.6	13.4	23.5	11.5	17.9	22.2	13.6	24.8	12.5	18.-	22.5	13.5	24.5	11.7
Mai	17.5	21.4	13.6	23.2	12.1	17.8	22.3	13.4	24.3	12.1	17.8	22.2	13.5	24.3	12.1	18.3	22.2	13.5	24.1	11.9
Juin	17.5	22.1	13.1	24.6	11.8	18.-	22.9	13.1	24.3	11.9	17.1	21.9	12.3	23.7	10.7	17.9	22.5	12.5	24.-	10.1
Juillet	17.2	22.1	12.4	23.8	9.9	16.9	21.6	12.1	24.8	10.9	17.1	22.3	11.9	23.7	11.1	17.8	22.3	12.7	24.2	10.9
Août	18.-	22.9	13.1	24.9	11.-	17.8	23.2	12.5	25.8	10.6	17.7	22.9	12.5	25.8	11.1	18.4	23.7	12.7	26.2	8.5
Septembre	18.3	23.5	13.1	26.-	11.6	18.1	23.2	13.-	25.1	11.6	17.8	22.6	12.9	25.-	11.6	18.4	23.9	12.9	25.8	10.9
Octobre	18.2	23.1	13.3	25.5	11.-	17.6	22.1	13.-	24.-	11.2	17.5	22.1	12.9	25.2	11.7	19.-	23.8	14.3	25.8	12.1
Novembre	18.-	22.7	13.4	25.3	11.5	17.6	22.1	13.1	23.9	11.8	17.6	22.-	13.1	24.8	11.9	17.7	22.2	13.2	24.3	11.7
Décembre	17.6	22.4	13.2	24.8	11.8	16.9	20.9	12.8	23.5	10.6	18.-	22.8	13.1	24.9	10.9	21.2	27.7	14.7	32.5	12.5
Moyennes annuelles	17.9	22.6	13.3	24.9	11.6	17.6	22.2	13.-	24.6	11.4	17.6	22.3	13.-	24.8	11.6	18.5	23.3	13.5	25.6	11.7

**Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1928,
à la station de Climatologie agricole de Katana (Nugeri) : 2°15'50" Lat. S. — 28°51'30" Long. G. : 1500 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																		Tempé- lures extrêmes.	
	à 1m75 du sol.						à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 1 mètre dans le sol.			Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.
	générale.																			
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18		
Janvier	21.6	18.8	25.7	21.4	21.5	27.6	28.2	22.2	25.7	26.8	23.7	23.6	24.3	23.2	23.3	23.2	27.5	14.7	30.5	13.8
Février	21.5	19.4	25.8	21.6	21.5	25.4	25.3	21.2	24.2	24.6	21.6	21.8	22.2	23.1	23.3	23.1	27.4	14.1	29.1	12.1
Mars	21.3	19.7	25.1	20.5	20.8	24.3	24.3	20.9	23.1	23.4	21.3	21.4	21.7	23.2	23.1	23.1	27.1	14.6	30.3	12.5
Avril	21.7	20.1	25.6	20.7	21.5	24.6	24.7	21.5	23.7	24.1	22.3	22.3	23.8	24.1	24.1	24.1	27.4	14.7	30.5	13.1
Mai	21.6	19.9	25.9	20.8	21.2	23.7	24.2	21.3	23.1	23.7	21.7	21.7	21.9	23.1	23.4	23.2	27.6	14.5	29.8	12.3
Juin	21.3	18.8	26.6	21.7	21.7	28.1	28.2	22.2	26.4	27.3	23.4	23.4	24.1	23.2	23.4	23.2	26.1	14.5	27.5	12.5
Juillet	20.9	18.3	26.1	21.4	21.2	27.3	26.8	22.1	26.3	26.6	23.4	23.4	24.1	22.9	23.2	22.9	26.6	13.1	29.9	11.1
Août	21.2	19.1	26.6	22.1	20.9	27.7	28.1	22.1	27.2	27.2	23.6	23.8	24.1	22.5	22.8	22.6	26.6	13.2	29.9	10.5
Septembre	22.1	19.7	26.3	22.1	22.1	30.6	30.3	22.9	28.7	29.4	24.9	25.1	25.9	22.9	23.1	22.9	28.3	14.6	31.1	12.1
Octobre	20.8	19.8	25.4	20.2	20.8	27.4	28.1	21.7	25.7	27.4	23.6	23.5	24.3	23.1	23.1	23.1	25.4	13.9	28.5	12.1
Novembre	21.2	19.5	25.1	20.9	21.3	28.4	28.9	22.1	25.9	27.7	24.2	24.3	24.9	23.2	23.2	23.2	26.7	14.4	31.1	13.1
Décembre	21.2	18.9	25.1	21.2	21.3	29.4	29.1	22.1	26.9	28.1	25.4	24.5	25.3	24.1	24.1	24.1	27.6	14.1	30.1	13.1
Moyennes nouvelles	21.3	19.2	25.8	21.2	21.3	27.1	27.2	21.8	23.9	26.4	23.3	23.2	23.8	23.2	23.3	23.2	27.1	14.2	29.8	12.3

**Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1929,
à la station de Climatologie agricole de Katana (Mugeri) : 2°15'50" Lat. S. — 28°51'30" Long. G. : 1500 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- ratures extrêmes.					
	à 1m75 du sol.				à 15 centimètres dans le sol.				à 20 centimètres dans le sol.				à 30 centimètres dans le sol.				à 1 mètre dans le sol.		Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.		
	générale.																					
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18				
	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.	à 1m75 du sol.			
Janvier	21.4	18.8	25.7	21.4	20.8	28.4	28.3	21.9	27.2	27.4			24.2	24.3	24.9	23.8	23.8	23.8	27.7	13.7	30.1	12.-
Février	21.-	19.4	25.6	21.5	20.2	27.9	27.4	21.2	26.6	27.1			23.-	23.3	24.2	23.7	23.7	23.7	26.7	13.1	30.8	11.5
Mars	21.-	20.-	25.4	19.7	19.7	23.9	23.9	20.-	22.3	23.1			22.-	22.-	22.5	23.-	23.-	23.-	26.6	13.8	29.5	12.-
Avril	21.-	19.8	25.3	19.9	20.2	22.7	23.-	20.3	22.3	22.6			22.4	22.1	22.5	24.5	24.5	24.5	26.3	14.2	29.5	12.-
Mai	21.1	20.1	25.7	20.4	19.9	22.5	23.3	20.4	22.2	23.1			22.2	22.8	22.4	23.-	23.-	23.-	27.6	13.5	31.-	11.-
Juin	21.2	18.3	26.8	21.6	19.6	21.6	24.3	19.9	21.6	23.-			21.8	21.9	22.3	23.4	23.4	23.4	27.1	13.3	30.-	11.-
Juillet	20.3	18.2	25.6	20.5	18.7	20.4	21.2	19.-	20.6	21.5			20.9	21.-	21.1	22.9	22.9	22.9	26.2	12.6	30.-	10.-
Août	21.5	19.1	26.3	21.5	19.5	21.2	22.-	19.7	21.6	22.1			21.-	21.-	21.3	22.6	22.6	22.6	28.4	12.9	32.-	10.-
Septembre	21.9	20.2	26.4	21.2	20.-	22.4	23.2	21.1	22.1	22.6			20.8	20.8	20.9	22.-	22.-	22.-	28.7	13.9	31.5	12.-
Octobre	21.-	19.8	25.-	19.6	19.8	21.8	21.8	20.-	21.5	21.9			20.4	20.5	20.4	22.-	22.-	22.-	27.7	13.5	30.-	12.-
Novembre	21.3	19.9	25.-	20.-	20.1	22.4	22.3	19.7	21.3	21.5			19.8	19.7	19.8	22.4	22.1	22.-	27.3	13.9	29.7	12.-
Décembre	20.6	18.8	24.1	20.-	19.5	22.3	22.3	19.6	21.4	21.5			19.7	19.8	19.9	22.-	22.1	22.-	26.8	13.8	29.-	12.-
Moyennes annuelles	21.1	19.4	25.6	20.6	19.8	23.1	23.6	20.2	22.5	23.1			21.5	21.6	22.-	22.9	22.9	22.7	27.3	13.5	30.3	11.5

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1930
à la station de Climatologie agricole de Katana (Mugeri). — 2°15'50" Lat. S. — 28°51'30" Long. G. : 1500 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- lures extrêmes.			
	à 1m75 du sol.				à 45 centimètres dans le sol.				à 20 centimètres dans le sol.				à 30 centimètres dans le sol.				à 4 mètre dans le sol.		Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.
	générale.																			
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18		
Janvier	21.4	19.1	25.7	21.1	20.4	23.4	23.6	20.5	21.9	22.3	20.4	20.5	20.7	22.1	22.1	22.1	26.8	14.6	29.2	12.5
Février	21.8	20.-	26.3	21.4	20.5	22.9	22.3	20.4	21.7	21.9	20.1	20.2	20.3	22.2	22.3	22.2	27.6	14.4	30.5	12.-
Mars.	21.3	19.8	24.7	20.6	20.1	22.5	22.6	20.2	22.1	22.3	20.5	20.7	21.-	22.4	22.5	22.4	26.8	14.9	31.-	12.-
Avril.	21.7	20.3	26.-	20.6	21.1	23.8	24.-	21.3	23.2	23.5	22.2	21.9	22.2	23.5	23.4	23.5	27.3	14.9	31.-	13.5
Mai	21.6	19.9	26.1	20.2	20.6	22.7	23.2	20.9	22.3	23.-	21.3	21.2	21.4	22.9	23.1	23.-	27.4	14.7	29.-	13.-
Juin	21.4	19.3	26.6	21.3	20.5	23.2	23.8	20.9	22.8	23.7	21.6	21.6	21.8	23.-	23.3	23.-	27.3	13.4	28.-	6.5
Juillet	21.4	19.-	26.6	21.8	22.-	27.7	27.3	21.8	26.-	26.-	22.3	23.4	23.7	23.3	23.8	23.1	28.1	12.8	30.-	11.-
Août.	21.5	19.-	26.6	22.1	20.7	25.2	25.4	21.3	24.2	25.8	21.9	23.1	23.5	22.5	22.8	22.6	27.8	13.2	31.-	10.5
Septembre	21.7	20.1	25.8	21.9	22.-	27.3	26.4	21.8	25.5	25.4	22.7	23.8	24.3	23.-	23.1	23.-	27.3	14.2	28.5	12.-
Octobre.	21.2	20.-	24.9	19.7	21.9	25.9	25.-	22.1	24.5	24.2	22.3	23.4	23.7	23.-	23.3	23.-	27.7	13.9	30.-	13.-
Novembre	21.5	20.3	25.-	21.5	22.1	26.2	26.1	21.6	24.9	25.2	22.2	23.1	23.4	22.9	23.2	22.9	28.-	14.4	33.-	12.5
Décembre	21.5	19.7	25.8	22.4	22.4	26.-	26.2	22.-	25.1	25.2	21.7	21.9	22.4	23.3	23.4	23.3	28.-	14.7	31.-	12.5
Moyennes annuelles	21.5	19.7	25.8	21.2	21.2	24.7	24.7	21.2	23.7	24.-	21.6	22.1	22.3	22.8	23.-	22.8	27.5	14.2	30.2	11.7

Tableau analytique des températures observées penadt l'année 1931
à la station de Climatologie agricole de Katana (Mugeri) : 2°15'50" Lat. S. — 28°51'30" Long. G. : 1500 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures														Tempé- ratures extrêmes.					
	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 4 mètre dans le sol.			Moyenne des minima à 1m75 du sol.	Moyenne des maxima à 1m75 du sol.			
	générale.																			
	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	à 1m75 du sol.	Minima à 1m75 du sol.			
Janvier	21.5	18.6	25.7	21.8	22.1	25.7	26.-	20.7	24.6	24.9	21.7	21.9	22.4	23.6	23.8	23.2	27.6	14.4	30.-	12.-
Février	21.8	18.9	25.6	22.1	22.5	26.-	26.2	22.-	24.5	25.-	21.6	21.8	22.2	23.5	23.9	23.6	27.9	15.-	31.-	13.-
Mars	21.7	19.3	25.-	21.2	22.7	26.6	26.2	22.3	25.-	25.-	21.3	21.4	21.7	23.5	23.9	23.5	27.9	15.2	30.5	13.5
Avril	22.-	19.9	25.6	21.5	23.3	27.3	27.2	22.9	25.7	26.-	22.3	22.-	22.3	23.5	24.-	23.5	28.1	15.-	31.-	13.5
Mai	22.-	19.6	25.9	21.9	23.2	26.2	26.1	22.8	24.7	25.-	21.7	21.7	21.9	23.5	24.-	23.6	27.8	15.2	29.5	13.-
Juin	21.8	18.6	26.3	22.4	23.3	26.1	26.2	21.9	24.4	24.6	22.3	22.3	22.8	23.2	23.7	23.2	27.9	14.3	29.-	13.-
Juillet	21.2	17.6	25.9	21.9	22.1	26.1	25.9	21.5	23.2	24.2	21.-	24.1	24.4	22.5	22.8	22.6	27.8	13.6	30.-	12.-
Août	22.-	18.8	26.8	22.7	21.6	26.6	26.6	22.3	23.7	24.8	21.3	24.5	25.-	22.5	22.9	22.5	28.5	13.9	32.-	11.-
Septembre	22.-	18.7	26.7	23.-	22.7	27.5	27.5	23.-	24.5	25.5	22.3	25.6	26.-	23.-	23.5	23.-	28.2	14.1	30.5	12.-
Octobre	21.7	19.6	26.5	21.2	22.9	27.5	28.1	23.3	24.9	25.6	22.8	26.1	26.4	23.7	23.9	23.8	27.4	14.4	30.5	13.-
Novembre	21.3	18.3	25.3	21.1	22.5	26.4	26.4	23.2	24.4	25.1	22.9	25.2	25.6	23.8	24.1	23.9	28.3	14.2	30.5	12.5
Décembre	21.-	18.4	25.1	21.-	21.3	24.5	24.6	21.8	21.8	23.4	21.5	23.6	24.1	23.1	23.2	23.2	27.2	13.8	29.5	12.-
Moyennes annuelles	21.7	18.9	25.9	21.8	22.5	26.4	26.4	22.3	24.3	24.9	21.9	23.3	23.7	23.3	23.6	23.3	27.9	14.4	30.3	12.5

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1928
à la station de Climatologie Agricole de Kabgaye (Ruanda). 2°05'59" Lat.S — 29°45' Long. G. : 1867 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- ratures extrêmes.			
	générale.	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.			Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.	Maxima à 1m75 du sol.	Minima à 1m75 du sol.
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18				
Janvier	19.-	18.2	22.3	18.8	18.2	22.3	23.-	?	?	?	19.9	20.4	21.2	20.8	20.7	21.5	24.7	43.2	26.9	10.6
Février	19.-	18.9	21.9	19.3	18.9	22.3	22.1	?	?	?	20.-	20.5	21-	20.7	20.6	20.6	24.7	43.2	27.9	11.8
Mars.	18.8	18.4	22.2	19.8	18.1	22.7	22.9	18.1	22.4	23.1	19.5	20.1	21.3	20.5	20.3	20.3	24.1	43.6	27.3	11.7
Avril.	18.3	17.1	21.-	17.9	18.-	21.6	21.9	18.-	21.2	21.8	19.2	19.7	20.5	19.9	19.8	19.8	22.8	44.2	25.-	12.9
Mai	17.8	16.7	20.6	18.2	17.8	21.1	21.6	17.8	20.7	21.5	18.7	19.1	19.5	19.3	19.2	19.2	21.8	43.8	24.6	12.4
Juin.	18.3	17.8	22.4	18.8	18.2	23.3	23.4	18.1	23.-	23.8	19.3	20.-	21.1	20.1	19.9	20.-	23.4	43.6	25.7	12.-
Juillet	18.5	17.6	23.1	19.9	19.4	24.5	25.6	19.2	24.3	25.6	20.5	21-	22.4	21.2	21.1	21.1	24.2	42.9	26.6	11.-
Août.	19.3	17.9	23.7	20.3	19.5	24.6	25.2	21.1	24.4	25.7	20.9	21.5	22.9	21.5	21.3	21.4	25.1	43.6	27.5	11.7
Septembre.	20.2	19.7	24.5	21.-	20.4	25.8	25.4	20.3	25.3	26.1	22.-	22.8	24.1	22.7	22.5	22.5	26.4	44.1	29.6	11.2
Octobre.	19.7	19.2	23.6	18.8	18.9	24.-	24.2	18.9	23.5	24.2	20.9	21.-	22.5	21.8	21.5	21.6	25.6	43.7	29.3	11.6
Novembre	18.8	17.6	21.4	18.4	17.7	21.8	22.1	17.5	21.6	22.-	19.3	19.8	21.2	20.4	20.2	20.3	23.9	43.8	25.7	12.7
Décembre	18.8	18.1	21.6	17.9	17.3	22.8	22.4	17.7	22.-	22.7	19.3	20.-	20.9	20.3	20.-	20.1	24.1	43.5	27.4	11.5
Moyennes annuelles	18.9	18.1	22.3	19.1	18.5	23.1	23.3	18.6	22.8	23.6	20.1	20.5	21.6	20.7	20.6	20.7	24.2	43.6	27.-	11.8

**Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1929
à la station de Climatologie Agricole de Kabgaye (Ruanda). 2°05'59' Lat. S. — 29°45' Long. G. : 1867 m. d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyenne des températures																Tempé- ratures extrêmes.	
	à 1m75 du sol.				à 15 centimètres dans le sol.				à 20 centimètres dans le sol.				à 30 centimètres dans le sol.				Moyenne des minima à 1m75 du sol.	
	à 50 centimètres dans le sol.				à 1m75 du sol.				à 1m75 du sol.				à 1m75 du sol.				à 1m75 du sol.	
	générale.	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	Maxima à 1m75 du sol.	Minima à 1m75 du sol.
Janvier	19.6	17.6	22.7	19.6	18.8	23.1	23.6	19.6	22.6	23.5	20.7	21.1	22.2	21.4	21.4	21.4	24.9	14.2
Février	19.6	20.0	21.1	20.0	20.2	23.0	20.9	20.0	22.7	20.9	20.3	21.0	20.8	20.8	20.7	20.8	25.2	12.0
Mars	19.9	18.4	20.8	18.2	17.6	21.5	21.5	17.8	21.0	21.7	22.6	19.7	20.5	20.1	20.0	19.9	23.9	12.4
Avril	18.4	17.7	20.7	17.3	17.6	20.9	21.3	17.8	20.5	21.3	19.2	19.4	20.1	19.7	19.5	19.5	22.9	11.3
Mai	18.6	17.6	21.9	18.6	18.3	22.9	23.4	?	?	?	19.5	19.9	20.9	19.6	19.5	19.6	23.3	12.5
Juin	18.8	18.1	22.9	19.1	19.2	23.9	24.7	?	?	?	20.1	20.6	21.6	20.7	20.5	20.6	24.2	11.9
Juillet	17.9	16.9	21.6	18.1	17.5	21.7	24.3	?	?	?	18.6	19.1	19.9	19.4	19.2	19.3	22.5	10.5
Août	19.1	18.0	23.2	19.4	18.8	23.6	24.3	?	?	?	20.5	20.9	22.1	21.2	21.0	21.0	24.7	11.0
Septembre	20.0	18.8	24.4	20.3	19.7	24.5	25.2	?	?	?	21.2	21.6	22.8	21.8	21.6	21.6	26.2	12.0
Octobre	19.2	18.1	22.3	17.4	18.4	22.8	23.2	?	?	?	20.2	20.7	21.5	21.2	21.0	21.0	25.0	12.2
Novembre	18.7	17.8	21.9	17.7	18.2	22.0	22.1	?	?	?	19.5	20.3	20.6	20.3	20.1	20.2	23.8	12.2
Décembre	18.8	18.2	19.4	17.5	17.5	20.2	20.4	?	?	?	18.7	19.1	19.8	19.6	19.5	19.5	22.9	11.3
Moyennes annuelles	19.1	18.1	21.9	18.6	18.5	22.6	22.9	?	?	?	20.1	20.3	21.1	20.5	20.3	20.4	24.1	11.8

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1930
à la station de Climatologie Agricole de Kabgaye (Ruanda) 2°05'59" Lat. S. — 29°45' Long. G. : 1867 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNEE.	Moyenne des températures																Tempé- lures extrêmes.				
	à 1m75 du sol.				à 15 centimètres dans le sol.				à 20 centimètres dans le sol.				à 30 centimètres dans le sol.				à 50 centimètres dans le sol.		Moyenne des maxima à 1m75 du sol.	Moyenne des minima à 1m75 du sol.	
	générale																				
	8	14	18		8	14	18		8	14	18		8	14	18		8	14	18		
Janvier	18.4	21.3	17.5		17.6	21.3	21.6	?	?	?	?	19.4	19.7	20.4	19.9	20.1	19.8	24.2	42.8	25.9	11.1
Février	18.2	18.1	21.6	17.8	18.1	22.2	22.3	?	?	?	?	19.5	20.1	20.9	20.4	20.2	20.3	23.8	42.7	26.5	11.6
Mars	18.1	17.8	20.9	17.4	18.-	21.6	21.7	?	?	?	?	19.2	19.8	20.6	20.1	19.9	20.-	23.3	42.9	26.-	11.5
Avril	17.9	18.1	20.8	17.1	18.-	21.4	21.6	?	?	?	?	19.3	19.5	20.6	20.-	19.2	19.9	22.8	43.1	25.2	12.3
Mai	17.5	17.-	20.6	18.1	17.6	21.1	21.6	?	?	?	?	18.7	19.1	19.8	19.3	19.2	19.2	21.9	42.7	24.6	11.3
Juin	17.3	17.9	21.6	18.3	18.2	22.2	22.7	?	?	?	?	19.1	19.6	20.5	19.7	19.6	19.6	22.7	41.9	25.1	10.4
Juillet	17.9	17.7	22.-	19.6	18.8	24.-	24.8	?	?	?	?	20.4	20.7	22.2	21.-	20.8	20.9	24.3	41.5	25.9	9.4
Août.	18.6	18.3	23.4	19.6	19.-	23.4	23.9	?	?	?	?	20.3	20.4	21.8	21.-	20.9	20.9	24.6	42.5	27.2	9.9
Septembre	18.7	19.2	23.2	19.3	18.2	22.7	22.8	?	?	?	?	20.3	20.9	22.-	21.4	21.2	21.3	25.1	42.4	27.6	9.8
Octobre.	17.-	18.9	21.2	18.-	18.2	21.8	21.7	?	?	?	?	19.9	20.4	21.-	21.-	20.7	20.9	23.3	40.7	27.5	9.1
Novembre	18.1	18.5	21.7	18.-	18.-	22.3	22.3	?	?	?	?	19.9	20.3	21.2	20.8	20.5	20.6	24.1	42.2	27.5	9.2
Décembre	18.1	18.7	22.2	19.6	17.5	21.6	21.8	?	?	?	?	19.-	19.6	20.7	20.2	20.1	20.1	24.2	42.-	26.9	7.9
Moyennes annuelles	18.-	18.2	21.7	18.4	18.1	22.1	22.4	?	?	?	?	19.5	20.-	21.-	20.4	20.2	20.3	23.7	42.3	26.3	10.3

Tableau analytique des températures observées pendant l'année 1931
à la station de Climatologie Agricole de Kabgaye (Ruanda) 2°05'59" Lat. S. — 29°45' Long. G. : 1867 m. d'altitude.

MOIS DE L'ANNÉE.	Moyennes des températures.															Tempé- ratures extrêmes.						
	générale.	à 1m75 du sol.			à 15 centimètres dans le sol.			à 20 centimètres dans le sol.			à 30 centimètres dans le sol.			à 50 centimètres dans le sol.								
		8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14	18	8	14				18			
Janvier . . .	19.-	18.8	22.9	19.3	18.2	22.5	22.7	?	?	?	19.8	20.4	21.2	20.9	20.8	20.7	25.3	12.7	12.2	27.4	8.4	10.5
Février . . .	19.4	18.7	22.8	20.1	18.4	23.6	22.6	?	?	?	20.2	20.6	21.3	21.-	20.8	20.8	25.2	13.5	12.6	29.1	12.-	10.5
Mars . . .	19.1	19.6	22.2	19.7	19.1	23.-	23.2	?	?	?	20.6	21.-	21.7	21.4	21.1	21.1	25.-	13.3	13.-	28.2	12.-	10.2
Avril . . .	18.8	18.5	21.5	18.5	19.4	23.1	22.9	?	?	?	20.3	20.9	21.5	21.-	20.9	20.8	24.3	13.2	12.9	29.9	12.-	10.1
Mai . . .	17.9	17.9	20.9	18.5	18.-	21.4	21.3	?	?	?	19.1	19.6	20.1	19.8	19.7	19.7	22.6	13.3	13.4	23.9	11.9	10.-
Juin . . .	18.2	18.7	22.6	19.9	18.9	23.4	23.6	?	?	?	19.7	20.2	21.-	20.2	20.1	20.1	24.-	12.3	12.7	26.4	9.8	10.2
Juillet . . .	18.1	18.1	22.3	19.8	18.1	21.8	22.5	?	?	?	19.1	19.8	19.9	20.1	19.8	19.9	23.7	12.4	12.6	26.3	10.6	10.-
Août . . .	19.3	20.-	24.2	20.8	18.9	23.9	23.9	?	?	?	20.3	21.-	21.9	21.-	20.9	20.8	25.3	13.3	11.9	28.-	10.7	10.-
Septembre . .	19.5	19.5	24.3	19.8	18.9	22.9	22.3	?	?	?	20.1	20.4	20.9	21.-	20.8	20.7	26.1	12.9	13.-	28.6	10.5	10.5
Octobre . . .	19.4	19.-	23.6	18.8	18.8	23.6	23.3	?	?	?	20.-	20.8	21.8	21.1	20.9	20.9	25.5	13.4	13.2	27.9	12.1	11.5
Novembre . .	18.9	18.2	21.8	18.2	18.-	23.3	22.6	19.8	21.1	21.8	19.6	20.4	21.3	21.1	20.9	21.1	25.6	13.2	14.8	29.6	12.-	13.8
Décembre . .	18.6	17.6	22.7	18.9	18.-	22.5	22.1	19.1	20.0	22.-	17.3	20.-	21.-	20.6	20.5	20.5	24.4	12.8	13.2	26.7	10.5	12.1
Moy. annuelles	18.8	18.7	22.8	19.3	18.6	22.9	22.7	?	?	?	19.8	20.4	21.1	20.8	20.6	20.6	24.7	13.-	13.-	27.7	11.1	10.8

CHAPITRE IV

LES VENTS

Les courants inférieurs; brises de lac, de vallée et de montagne; hauteur de la couche d'air affectée par les brises; vents d'inversion; action des rafales sur la température et l'humidité.

Les courants supérieurs; résumé des différentes théories; hauteur des alizés au-dessus des terres et leur vitesse; glissement des deux alizés au-dessus du bassin du Kivu; système des surfaces de discontinuité thermique; le foehn.

COURANTS INFÉRIEURS. — Les vents, quelle que soit leur origine, sont les intermédiaires indispensables entre les facteurs thermiques et le groupe des hydrométéores. Presque toutes les condensations et les échanges de toute nature entre les couches de l'atmosphère, entre le sol et l'atmosphère, ne pourraient s'effectuer sans l'intervention des courants. Agents de transport et de liaison, intermédiaires des échanges, leur importance est bien manifeste. De plus en plus la climatologie reconnaît dans les courants aériens l'influence souvent prépondérante qui détermine l'évolution d'un climat et en maintient les caractères spécifiques. Pour cette raison nous les appelons « agents de liaison » et leur donnons une place intermédiaire entre les deux grands groupes des éléments météorologiques qui constituent le complexe climatique.

La dorsale Congo-Nil appartient en bonne partie aux latitudes fréquentées par la bande des « calmes équatoriaux ». Dans les couches près du sol, comme nous le verrons plus loin, il est inexact de parler de l'existence de « vents » proprement dits, car il n'y a pas de courants de grand parcours nettement établis, qu'ils soient permanents ou saisonniers.

Il y a des vents diurnes appartenant à deux catégories bien distinctes: les « brises » telles que nous les connaissons sur les côtes maritimes et des « vents d'inversion », courants de courte durée, plus ou moins forts, qui se produisent brusquement au passage d'un orage au-dessus d'une station. Nous en avons fait mention dans notre communication préliminaire sur les précipitations, au chapitre consacré aux orages.

Les brises sont un phénomène bien connu et que l'on retrouve à toutes les latitudes. Plus fréquentes dans les zones intertropicales, elles y acquièrent, pour la vie biologique, un intérêt réel. Elles y constituent aussi un fait chronologiquement important, parce que dans ces latitudes, les perturbations atmosphériques capables d'en masquer l'existence sont de moindre intensité et bien moins fréquentes.

La configuration du relief est évidemment à l'origine des brises. Dans notre région si accidentée et où le relief acquiert des proportions imposantes par son étendue, par l'altimétrie et par la multiplicité topographique des formes, les brises constituent un phénomène que l'on peut qualifier de « quasi permanent ». Tour à tour nous y distinguons des *brises de lac*, des *brises de vallée*, des *brises de montagne*.

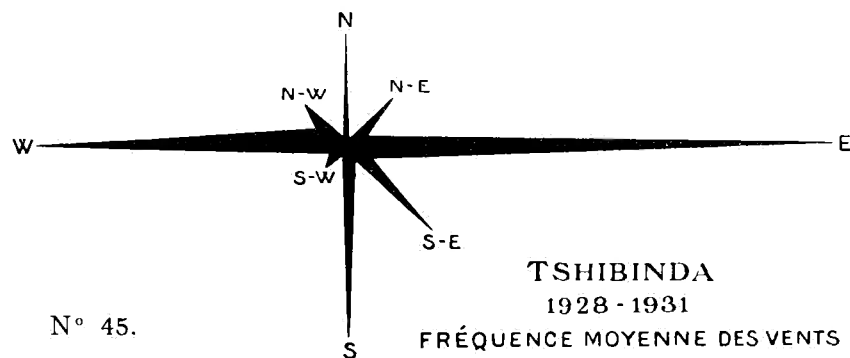
Le mode ordinaire de formation des brises est relaté dans les textes de météorologie, et cela nous dispense de le résumer ici. La brise de lac se caractérise par le fait qu'elle souffle en direction moyennement normale aux rives (comme partout ailleurs) et prend naissance au large, approximativement au milieu de la surface d'eau. Pour le Kivu, orienté du Nord au Sud, nous avons quatre directions principales, pour les quatre points cardinaux. Dans les golfes importants, comme, par exemple, le golfe de Kabuno-Kashanga, ces directions sont modifiées par rapport à l'orientation des rives. Le fait est commun à tous ces lacs du Centre-Africain. Outre qu'au Kivu nous avons eu l'occasion de l'observer sur le Tanganyka, Sir A. Walter le relate au cours d'une note sur un ouragan dans le Victoria Nyanza, que nous aurons l'occasion de résumer plus tard ⁽¹⁾.

La rose de fréquence des vents à Tshibinda, représentée par le graphique n° 45, montre comment les deux brises de lac et de montagne

(1) Sur les rives de ces lacs du Centre-Africain doit se former un système de solénoïdes analogue à celui que l'on connaît pour les rives de la mer. L'amplitude de l'oscillation diurne, de température beaucoup plus forte sur les pentes des montagnes qu'au-dessus des lacs, détermine le changement de signe du système des solénoïdes. Les surfaces isostères par rapport aux surfaces isobares sont inclinées contre les versants pendant le jour; l'air remonte alors les pentes jusqu'au faite pour redescendre au-dessus du lac à une certaine distance des montagnes. Pendant la nuit la situation est renversée. Le changement régulier de signe du système des solénoïdes toutes les douze heures, prouve, d'après Bjerknes, Solberg et Bergeron, que le phénomène de la circulation verticale que l'on a dans les brises n'est pas adiabatique.

dominant toute l'année. Tshibinda, située à flanc de coteau, sur le versant oriental de la grande dorsale congolaise, dont la direction va du Nord au Sud, est dans une position idéale pour sentir leur influence.

Une *variation diurne* de la direction du vent est difficile à rechercher dans ce cas, étant donnée la présence prédominante ou exclusive des brises quand le temps est calme à *l'heure de leur formation*. Les courants d'inversion, dont l'existence est, par contre, liée étroitement à la naissance des perturbations orageuses, sont si variables qu'ils ne dégagent pas une direction pouvant être indiquée comme prépondérante. Les directions Sud, Nord et Sud-Est, que la rose de fréquence indique comme subsidiaires des brises, s'équivalent presque et elles dépendent en quelque sorte de la direction de marche des orages. Souvent les orages de l'Est, arrivant contre la chaîne dorsale, provoquent un vent d'Ouest qui s'ajoute à la fréquence de la brise vespérale de montagne et vice versa.

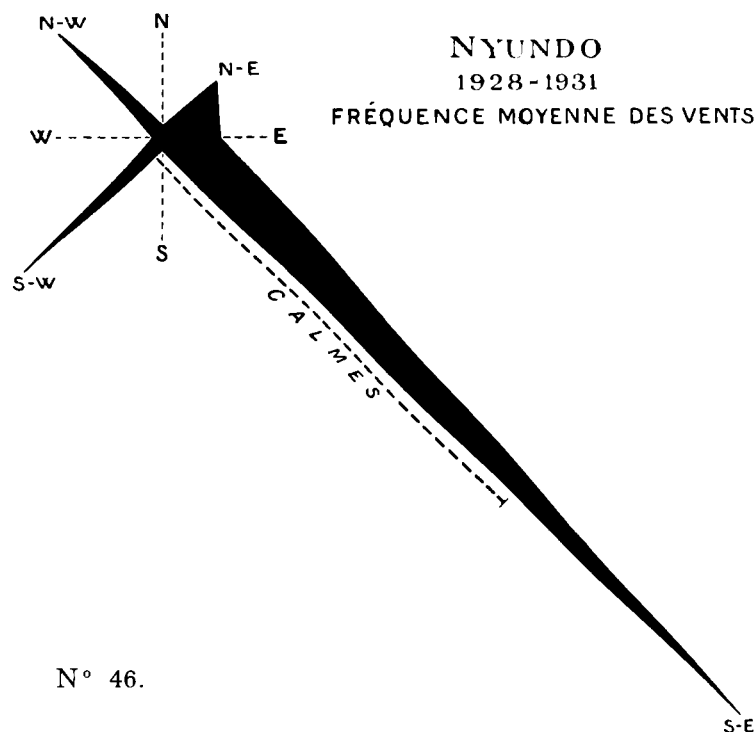


La brise du lac est plus fréquente que la brise de montagne, parce qu'après le coucher du soleil, heure à laquelle cette dernière prend naissance, le ciel est plus fréquemment nuageux et s'apprête à la pluie. Au lever du soleil et pendant les heures matinales, quand l'échauffement rapide du sol anime les courants de convection, naît la brise du lac ou de vallée. Entre l'aube et 10 heures, le ciel est le plus souvent serein en toute saison; une démonstration de ce régime d'état du ciel a été donnée par nous avec le diagramme de la variation diurne de la pluie, auquel nous renvoyons le lecteur.

La fréquence des courants locaux n'a aucune régularité, mais elle varie avec la position topographique de la station. A la suite de l'analogie topographique du versant oriental de la dorsale congolaise avec la station

de Tshibinda, son régime par rapport aux brises doit être analogue au régime de cette station. Le versant occidental, qui s'abaisse rapidement vers la grande dépression du Congo, couverte par la forêt équatoriale, doit jouir d'un régime analogue, mais de direction inverse. *L'énorme masse forestière, par rapport à la dilatation verticale de l'air et aux courants qui en dérivent, a une action analogue à celle de la surface d'un lac ou d'une expansion marécageuse.*

D'autre part, la brise de montagne prend origine au-dessus des



N° 46.

arêtes de partage et glisse d'un côté et de l'autre de la chaîne. Nous le verrons mieux au cours de notre exposé.

La situation est modifiée au Nord du Kivu et au Ruanda pour les stations influencées, au point de vue thermique, par l'existence de vastes plateaux dénudés.

La rose de fréquence des vents locaux pour Nyundo (graphique 46) donne une direction presque absolue, qui n'a pas d'équivalence de sens contraire, comme à Tshibinda et les autres directions y sont insignifiantes par rapport à la dominante. La direction Nord-Ouest peut être interprétée comme « brise de montagne » et la direction Sud-Ouest comme brise du

lac Kivu, à laquelle s'ajoutent, sans doute, les courants engendrés par les orages provenant du Sud-Ouest. Il faut observer sur la carte hypsométrique annexée la situation particulière de la station de Nyundo. Nous croyons pouvoir attribuer la moindre fréquence de la brise nocturne de montagne aux perturbations orageuses très fréquentes dans ce secteur du bassin du Kivu.

Au point de vue de la distribution horizontale de la température, toute la région montagneuse, à cause de sa grande étendue, de son altimétrie moyenne et de l'alternance de surfaces boisées et de surfaces dénudées, se prête à la distinction entre une zone plus chaude et deux points plus frais. La région chaude comprend les plateaux du Ruanda et de l'Urundi et une partie de l'Uganda méridional jusqu'au Victoria-Nyanza; les points frais sont : le massif volcanique situé entre le Kivu et le lac Édouard, suivi plus au Nord par le massif du Ruwenzori, et à l'Ouest la chaîne dorsale congolaise approximativement entre 1° et 4° Sud.

Supposant que cette distribution de températures diverses est réelle, nous pouvons imaginer une surface isobare, inclinée dans la direction du gradient thermique, qui provoquerait pendant le jour des courants modérés, dirigés de manière générale de l'Est vers l'Ouest, mais dont la vraie direction pourrait être modifiée localement par le relief. Ou bien l'existence de cette surface isobare inclinée, particulièrement au cours des saisons plus chaudes, pourrait donner lieu près du sol à des courants locaux venant prolonger les courants supérieurs ayant une direction prédominante de l'Est ou du Sud-Est vers le Nord-Ouest. L'air de l'alizé austral, plus lourd à cause de sa température relativement froide, alimente vraisemblablement ce courant inférieur. Ce même air glisse en dessous du front incliné que nous avons supposé à cette latitude et dont la partie supérieure est alimentée par l'air plus chaud de l'alizé boréal (voir notre mémoire précité sur les *Précipitations*). Ce n'est évidemment qu'une hypothèse qui devra être démontrée par des recherches ultérieures, mais elle peut offrir un commencement d'explication sur ce vent de Sud-Est que nous hésitons à nommer « brise », dominant pendant une grande partie de l'année à la station de Nyundo.

Par rapport au profil du relief tout entier, supposé, par exemple, le long du deuxième parallèle Sud, nous voyons s'établir un triple système de brises : le premier entre les plateaux du Ruanda et la dorsale orientale; le

second à l'intérieur de la vallée tectonique (centre de divergence; l'air y descend; ce second système comporte quatre brises opposées, de sens inverse, deux par deux), le troisième à l'Ouest de la dorsale congolaise, jusqu'à atteindre la forêt équatoriale.

La fréquence des brises accuse une certaine différence entre les quatre saisons. Elle est faible en toutes directions et par conséquent les calmes prédominent au cours de la courte saison sèche du solstice austral (février); elle est maxima pendant la saison de l'équinoxe boréal (septembre-décembre); elle est moins accusée pendant la saison de l'équinoxe austral (mars-mai) et diminue encore pendant la saison sèche du solstice boréal. A Tshibinda, la brise du lac prédomine par sa fréquence sur la brise de montagne, pendant toute l'année. Nous avons exposé la raison probable de ce fait. Le nombre des accalmies approche de très près celui des brises diurnes; plus nombreuses à 8 heures, elles se font plus rares vers le maximum thermique. Leur maximum de fréquence est atteint pendant l'équinoxe boréal.

Un équilibre relatif entre les deux brises est atteint en l'absence des pluies, ce qui est conforme à la théorie. Elles sont arrêtées normalement par l'apparition des brouillards.

A l'altitude de Tshibinda la brise du lac devient sensible, d'ordinaire deux heures après le lever du soleil. Sur les rives même du lac elle souffle avec anticipation.

La *brise de montagne* commence, comme partout ailleurs, une ou deux heures après le coucher du soleil et atteint son maximum de vitesse vers minuit, pourvu que l'atmosphère ne soit pas troublée par des systèmes orageux. Sa direction suit l'inclinaison des pentes de partage, s'il s'agit d'une chaîne, et s'écoule sur tous les versants s'il s'agit d'une montagne isolée. Cette brise n'est en effet qu'un glissement d'air refroidi le long des surfaces inclinées. Nous en avons parlé dans le chapitre précédent à propos de l'inversion de température et nous y reviendrons au sujet des micro-climats.

LA HAUTEUR DE LA COUCHE D'AIR AFFECTÉE PAR LES BRISES est faible d'après les auteurs. Ch. Poisson croit qu'à Madagascar les brises s'éteignent entre 100 et 300 mètres, tandis que la mousson se fait sentir jusqu'à 4,000 mètres. Dans notre région, peut-être à cause de l'absence des « moussons » proprement dites et surtout à cause de l'altimétrie du

lac et du relief, les brises apportent leur influence beaucoup plus haut. La brise du lac monte d'ordinaire jusqu'à la limite inférieure moyenne du plafond nuageux que nous avons vu s'établir vers 3,000 mètres; la brise de montagne se fait sentir bien plus haut. Il n'y a pas une limite supérieure que l'on puisse généraliser pour l'origine de ce phénomène. Cette limite varie énormément selon le système montagneux au-dessus duquel il se produit. Dans des montagnes isolées et très élevées, la brise est sensible à de très fortes altitudes. Relatant les inversions nocturnes de température, nous avons dit en avoir encore observé à 3,300 mètres d'altitude en pleine forêt, à la selle de Kabara, entre le Karisimbi et le Mikenno. Nous avons aussi parlé des effets violents de la brise de montagne à la selle Mukuru, à 4,000 mètres d'altitude sur le Karisimbi.

Entre les versants sur lesquels cette brise s'écoule, il est possible qu'elle souffle avec une plus grande fréquence sur ceux qui font face aux zones de surchauffement local, sur lesquels elle atteint vraisemblablement une vitesse plus forte. Certains volcans orientaux des Mufumbiru sont influencés, soit par de vastes coulées de lave, épanchées tout autour de leur base, par exemple le Muhavura, soit par les plateaux du Ruanda (le Karisimbi). Les brises sont sans doute plus faibles sur les versants occidentaux s'il existe sur ces versants un tourbillon stable sous le vent. La vitesse moyenne des brises est exprimée par le tableau que nous donnons ci-dessous pour la période 1928-1930 à Tshibinda ⁽¹⁾. Les chiffres inscrits englobent la vitesse des courants d'inversion, normalement plus violents et qu'il a été impossible de disjoindre des brises dans le calcul, étant donnée la courte durée de ces courants. Néanmoins nous pouvons considérer les moyennes comme exactes dans l'ensemble.

Il résulte de ce prospectus que la plus faible vitesse est atteinte après une heure du matin et plus particulièrement au lever du soleil; la vitesse la plus forte est atteinte en toute saison peu avant le maximum thermique. La vitesse moyenne la plus forte est atteinte en février.

La vitesse moyenne des brises est de 1^m02 à la seconde. La brise du lac est plus forte que la brise de montagne et varie selon les endroits. Elle est plus forte sur les rives du lac, au-dessus desquelles elle parvient animée d'un mouvement à composante horizontale. Elle diminue au fur et

(1) En 1931 le cinéanémographe a cessé de fonctionner.

MOIS DE L'ANNÉE.	Vitesse moyenne la plus forte.		Vitesse moyenne la plus faible.		Vitesse maxima moyenne du mois.
	Heures du jour.	Km.-h.	Heures du jour.	Km.-h.	
Janvier	12-13 et 13-14	8,6	6-7	1,9	27 km. à l'heure.
Février	12-15	8,9	6-7	2,7	37 »
Mars.	12-13	7,9	6-7	1,8	30 »
Avril.	12-13	6,9	6-7	1,5	24 »
Mai	12-13	8,6	6-7	1,2	24 »
Juin.	?	?	?	?	?
Juillet	?	?	?	?	?
Août.	12-13	9,2	6-7	1,8	26 »
Septembre	11-14	7,6	6-7	2,2	30 »
Octobre.	12-13	10,7	6-7	1,8	30 »
Novembre	11-13	10,4	6-7	2,4	28 »
Décembre	12-13	9,2	6-7	1,9	26 »

à mesure qu'elle monte les pentes des montagnes. Sur les rives Nord du Kivu, en face desquelles le lac atteint la plus grande surface libre, la brise est ordinairement assez tendue pour donner lieu à un ressac. Elle atteint ici une vitesse maxima probable de 3 mètres à la seconde. Selon Angot, sur les hautes montagnes la variation diurne de la vitesse des brises aurait un régime sensiblement inverse à celui que nous venons de décrire. Plusieurs auteurs citent l'exemple de la tour Eiffel, dont la station enregistre le changement qui se produit dans l'air libre, à une distance verticale du sol, tandis que la pente d'une montagne présente des conditions de station sensiblement diverses. Köppen explique la diminution de la force de la brise vers les sommets des montagnes par l'échange des masses d'air qui s'établit entre les couches inférieures au contact du sol, animées d'une faible impulsion horizontale, et les couches supérieures ayant une vitesse horizontale plus forte. Ces dernières seraient la cause de la plus grande tension de la brise aux heures matinales dans les stations basses. Il est possible que le maximum de vitesse que nous avons vu s'établir à Tshibinda avant le maximum thermique débute sur les rives du lac. Il nous a été impossible d'obtenir des observations suivies dans les stations en bordure du lac, mais nous sommes certain que la vitesse de la brise est plus forte dans les stations basses qu'en altitude, en concordance parfaite avec l'explication donnée par Köppen.

VENTS D'INVERSION. — Nous avons dit qu'ils se produisent à la suite d'une perturbation orageuse. Selon la direction de marche des orages, selon l'intensité de la perturbation et selon que l'orage passe au-dessus de la station ou passe à une certaine distance, ces coups de vent varient, en direction et en intensité. Il serait malaisé de vouloir discerner une variation diurne de la direction et de la vitesse de ces courants, étant donnés leur caractère accidentel et le nombre trop restreint des observations. Toute proportion gardée quant à l'ampleur du phénomène, leur origine est analogue à celle connue pour les cyclones intertropicaux. Quand la formation des nimbus et l'abaissement de température annoncent que l'orage est proche, la brise cesse et souvent une accalmie de durée variable lui succède. Brusquement le vent commence à souffler d'une direction quelconque. Parfois, si l'orage provient de l'Est, comme cela arrive souvent à Tshibinda, il remplace la brise du lac avec une force naturellement accrue. Au cours de l'orage, qu'il y ait des décharges électriques ou qu'il n'y en ait pas, le vent tourne soudain de 180°, atteignant d'ordinaire, peu après, son maximum de vitesse. La durée de la rafale est généralement de 15 minutes et la vitesse ne dépasse pas, d'après nos observations, les 60 kilomètres à l'heure. Le 23 février 1928, à Tshibinda, le vent d'Est augmenta de vitesse vers 13 heures et atteignit 22 km. à l'heure; à 13 h. 15 la grêle tomba pendant 10 minutes. Entre 14 et 15 heures le vent tourna à l'Ouest et sa vitesse augmenta, atteignant 33 kilomètres. Le maximum fut atteint entre 14 heures et 14 h. 15, après que l'orage de grêle eût pris fin; la vitesse était de 44 kilomètres à l'heure ⁽¹⁾.

Pour que ces rafales se produisent il n'est pas nécessaire que l'orage passe au-dessus de la station. Les plus forts coups de vent ont été enregistrés en dehors de toute manifestation orageuse. Évidemment, ces rafales ne cessent pas pour cela de dépendre de zones orageuses passant à quelque distance de la station qui les enregistre. Nous savons bien qu'elles

⁽¹⁾ Les vents d'inversions sont relatés par R. GEIGER et J. WAGNER dans la description que ces auteurs donnent d'un « grain » observé le 7 novembre 1931 à 19 h. 6 devant Konakri (*Hohewinde vor den Westafrikanische Küste im Herbst.*, pp. 16-19, Hamburg, 1932.)

Voir encore H. HUBERT, *Nouvelles recherches sur les grains orageux et les pluies en Afrique centrale*, Paris, 1922.

sont dues à l'écoulement centrifuge d'air froid, qui se produit à la périphérie d'un tourbillon orageux.

Le 20 novembre 1928, à 8 heures, le vent était au Nord-Est et avait une vitesse de 15 kilomètres à l'heure; le ciel était couvert. Entre 9 et 10 heures la vitesse du vent passe à 26 kilomètres, la direction restant la même; entre 10 et 14 heures la vitesse augmente progressivement avec quelques oscillations, jusqu'à atteindre 50 kilomètres entre 11 heures et 11 h. 15. La rafale terminée, le vent décroît sensiblement; il passe d'abord à 28 kilomètres à l'heure et se maintient ensuite à 21 kilomètres jusqu'à 16 heures. Entre-temps la direction est tournée à l'Est et le ciel n'est plus couvert qu'à moitié. Vers 17 heures le vent devient modéré et puis faible. Au coucher du soleil il tourne au Sud et le ciel n'est plus couvert qu'aux 3/10. Le jour précédent, entre 9 et 17 heures, le vent avait soufflé constamment avec des vitesses oscillant entre 19 et 41 kilomètres à l'heure, touchant le maximum vers midi; le ciel se maintint couvert des 3 aux 4/10. Au cours de ces deux jours, le pyréliomètre de Bellani distilla respectivement $19\text{cm}^3/4$ et $19\text{cm}^3/3$. La durée de l'insolation fut respectivement de 6 heures et de 5 h. 15. Cet enregistrement du lucimètre Bellani représente un maximum par rapport à la durée de l'insolation. En l'absence de vent et avec un maximum d'insolation de 10 heures, ce qui est exceptionnel, le Bellani ne dépassa jamais $25\text{-}26\text{ cm}^3$ distillés. Il faut croire que les vents forts du 19 novembre et la rafale du 20 novembre, qui ont apporté des masses d'air froid, ont contribué à augmenter sensiblement la transparence de l'air et à augmenter par conséquent la radiation, dans une proportion qui n'est certainement pas en rapport avec la durée de l'insolation de ces deux journées. Ce fait pourra être mieux compris après que nous aurons démontré l'action des rafales sur la température et l'humidité.

Nous pourrions multiplier les exemples. Le comportement du phénomène est toujours le même. La saison du solstice austral (fin décembre-janvier) et la saison de l'équinoxe boréal (septembre-octobre) présentent une plus grande fréquence de rafales. Dans cette seconde période les orages ont un caractère dominant qui rappelle les grains. Le nombre plus petit des rafales est atteint pendant la saison sèche du solstice boréal (juin-août), tandis que les vitesses plus fortes, comme nous l'avons déjà dit, ont été enregistrées au cours de la petite saison sèche de février.

ACTION DES RAFALES SUR LA TEMPÉRATURE ET L'HUMIDITÉ. — Il nous a paru intéressant d'essayer de synthétiser en un tableau les observations des feuilles d'annotation de Tshibinda et les données des enregistreurs, éparpillées dans la documentation de la période d'observation de 1928 à 1931. Nous avons choisi parmi les diagrammes du cinéanémographe ceux qui, comparés aux thermogrammes et aux psychogrammes, nous ont semblé réunir le plus d'éléments en des circonstances diverses. N'ayant pas l'enregistrement automatique de la direction du vent, celle-ci n'est pas toujours signalée. L'annotation en est faite pour autant qu'il est possible de la déduire des heures habituelles d'observation. Le tableau indique ainsi : la différence $V^1 - V^2$ entre la vitesse du vent, avant et après la perturbation; la différence ΔT entre la température, avant et après la rafale; l'eau recueillie, l'indication de l'humidité spécifique (exprimée en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec) au commencement de la perturbation (H^1) et après (H^2); la variation de la direction du vent au cours du phénomène. Le signe — que l'on remarque dans la colonne de la différence d'humidité spécifique indique que l'humidité a diminué après le passage de la rafale. Ces cas sont plutôt exceptionnels, mais ils n'en existent pas moins.

Date.	Vitesse du vent $v^1 - v^2$ km	Différence de température ΔT	Eau recueillie (mm.)	Humidité spécifique H^1	Humidité spécifique H^2	$H^1 - H^2$	Variation de la direction du vent.	Remarques.
27-1-28	12	5°,5	0,0	7,39	9,35	1,969	?	Le maximum de la rafale est atteint après la variation de température. La rafale a été précédée 7 h. auparavant par un orage dans le voisinage.
17-2-28	8	2°,5	32,5	9,68	9,50	-0,18	W.-?	
17-2-28	12	1°,0	0,0	11,96	12,09	0,13	W.-?	
23-2-28	39	4°,5	0,0	10,40	11,16	0,76	W.	Chute de grêle à 13 h. — Le maximum de la rafale est atteint au moment de la variation de température.
2-3-28	16	4°,0	7,0	9,62	11,34	1,72	E.-W.	Orage sur la station à 14 h. — Idem.

Date.	Vitesse du vent $v^1 - v^2$	Différence de température ΔT	Eau recueillie (mm.).	Humidité spécifique H_1	Humidité spécifique H_2	$H_1 - H_2$	Variation de la direction du vent.	Remarques.
13-3-28	km. 18	6°,0	0,0	12,54	10,53	-2,01	SW.-E.-W.	Orage à 14 h. sans pluie. Le maximum de la rafale se produit après la variation de température.
5-4-28	22	3°,5	20,5	11,99	12,09	0,10	E.-E.-W.	Le maximum de la rafale après variation de la température.
23-9-28	22	9°,0	0,0	5,50	9,10	3,60	W.-?	Mêmes conditions.
1-10-28	18	5°,5	0,6	9,86	9,80	-0,06	W.-E.	L'humidité a haussé de 30 % en 30 minutes.
23-10-28	18	5°,5	0,5	10,62	12,09	1,37	ENE.-W.	Variation de température au passage du maximum de la rafale.
27-10-28	19	4°,0	0,0	9,76	10,32	0,56	E.-W.	Le maximum de la rafale a précédé la variation de la température.
28-10-28	18	5°,5	0,0	12,04	11,04	-1,00	W.-E.	La variation de température après le passage du maximum de la rafale.
20-11-28	33	5°,0	0,0	11,22	11,76	0,54	NE.-E.-S.	Le maximum de la rafale précède la variation de température.
21-11-28	21	2°,5	2,5	10,72	11,90	1,18	calme S.-N.	Idem.
29-11-28	21	6°,5	3,0	8,22	10,81	1,59	NE.-S.	Brouillard très épais après le passage de la rafale.
1-12-28	13	6°,0	0,5	9,60	10,39	0,79	ENE.-NE.	Orageux. Le maximum de la rafale précède la variation de température.
18-12-28	23	8°,0	10,3	7,80	11,64	3,84	? - ?	Le maximum de la rafale suit la variation de température.
16-1-29	21	0°,0	1,0	10,58	11,31	0,73	S.-NE.	
21-1-29	23	5°,0	0,0	9,50	11,07	1,57	NNE.-W.	Crochet de variation de température au moment du passage du maximum de la rafale. Brouillard épais.
23-1-29	10	1°,0	0,0	9,54	11,73	2,19	E.-N.	Mêmes conditions.
31-1-29	28	0°,0	1,0	8,71	8,92	0,21	? - ?	
3-2-29	29	7°,0	21,0	9,10	10,67	1,57	E.-WNW.	Le maximum de la rafale a précédé la variation de température. Orage à grêle.

Date.	Vitesse du vent $v^1 - v^2$	Différence de température ΔT	Eau recueillie (mm.).	Humidité spécifique H_1	Humidité spécifique H_2	$H_1 - H_2$	Variation de la direction du vent.	Remarques.
5-3-29	km. 18	6°,0	1,0	10,15	10,56	0,41	NE.-SW.	
6-3-29	29	2°,0	12,5	9,00	8,50	-0,50	? - ?	
6-3-29	19	1°,5	1,5	10,12	10,12	0,00	W.-N.-W.	Le maximum de la rafale a précédé la variation de température, suivi de brouillard.
3-7-29	12	7°,0	1,0	6,23	7,50	1,27	S.-W.	Mêmes conditions.
16-8-29	14	4°,0	0,0	3,91	8,25	4,34	W.-?	Mêmes conditions.
4-10-29	31	9°,0	17,5	9,40	9,50	0,10	E.-W.	Pluie sans orage.
8-10-29	32	6°,0	3,0	7,82	9,43	1,61	E.-W.	Le crochet de variation de la température, a suivi le maximum de la rafale.
9-10-29	31	1°,0	2,5	9,68	9,45	-0,23	? - ?	La rafale s'est manifestée la nuit. Brouillard le matin.
30-12-29	17	5°,0	0,5	11,74	9,87	-1,87	W.-?	
18-1-30	28	3°,5	0,0	9,57	9,62	0,05	ESE.-WNW.	Orage sans pluie. Le crochet de variation de la température a précédé le maximum de la rafale.
19-1-30	32	4°,0	5,0	10,80	11,16	0,36	E.-W.-NE.	La rafale a précédé de 5 h. le passage de l'orage sur la station. Brouillard léger après l'orage.
3-2-30	27	2°,5	gouttes	10,69	11,05	0,36	NE.-W.	
22-2-30	20	0°,0	0,0	9,24	10,39	1,15	SE.-E.	Le maximum de la rafale a précédé la variation de la température.
1-4-30	10	3°,5	0,0	10,39	11,31	0,92	W.-?	Mêmes conditions.
2-4-30	12	3°,5	10,5	10,54	11,50	0,96	E.-E.	Mêmes conditions.
2-4-30	22	6°,0	10,5	11,05	10,12	-0,93	E.-E.-W.	Idem.
14-9-30	22	?	2,0	?	?	?	calme-SE.	Idem.
14-9-30	32	?	0,0	?	?	?	W.-?	Idem.
12-11-30	21	5°,0	1,5	9,07	12,00	2,93	E.-E.	Idem.

Comme on peut le voir d'après l'examen du tableau, la variation de température et simultanément la variation d'humidité, tantôt précède, tantôt suit la vitesse maxima de la rafale, sans qu'il soit possible d'en dégager une règle quelconque. La chute plus forte de température paraît s'accompagner d'averses ou de chutes de grêle, ce qui fait logiquement penser que l'orage est passé au-dessus de la station. Nulle interdépendance n'apparaît, par contre, entre une chute forte de la température et une plus grande vitesse de la rafale.

L'abaissement de température causé par l'apport d'air froid de la rafale ou du passage de l'orage cause parfois des brouillards intenses qui persistent même plusieurs heures.

LES COURANTS SUPÉRIEURS. — Dans notre communication préliminaire sur les précipitations, nous avons été amené à parler des vents alizés qui soufflent dans les couches plus élevées au-dessus du sol.

Nous avons été obligé d'esquisser le régime local de ces courants supérieurs pour expliquer les phénomènes diurnes de condensation et la formation de courants locaux particuliers, tels que le fœhn, intervenant entre les grandes arêtes principales du système orographique local. Maintenant, avant de reprendre l'argument, nous estimons opportun de résumer très brièvement les connaissances acquises par la science météorologique sur la circulation planétaire générale de l'atmosphère.

L'organisation des observations météorologiques en Afrique n'est qu'un fait très récent. De nos jours encore les sondages dans la bande équatoriale des continents sont absolument insuffisants et la théorie est loin d'apaiser les objections qui se font plus nombreuses au fur et à mesure que l'observation révèle des situations particulières.

Comme on devait s'y attendre, la quasi-totalité des observations a été faite sur les océans et c'est sur les résultats de ces recherches que, depuis les premières constatations de Christophe Colomb sur les alizés, les théories qui successivement ont influencé la pensée des météorologistes ont évolué. Les auteurs ont imaginé diversement la représentation de ces mouvements généraux, selon que l'on a attribué à la différence des températures entre les parties du globe, ou à la différence des surfaces isobares moyennes, une action dominante sur la production des courants généraux

de l'atmosphère. D'approximation en approximation les doctrines nous ont mené vers la vérité. Mais il est certain que plusieurs des conceptions acceptées aujourd'hui par les météorologistes et par quelques physiciens sont sujettes à revision.

Ainsi la théorie de Halley (1686), de Hadley (1735), de Ferrel (1856, 1860, 1889), de Dove, de Maury, de James Thomson (1857) sont autant de phases successives à travers lesquelles la théorie a cherché à s'adapter aux orientations nouvelles qu'imposaient les données expérimentales de plus en plus nombreuses.

De sérieux progrès ont été réalisés par H. Hildebrandsson, qui fonda la discussion des mouvements généraux de l'atmosphère à diverses altitudes sur les mouvements des différentes formes de nuages, en se basant sur un nombre considérable d'observations poursuivies à toutes les latitudes.

Successivement les recherches de Hann, de W. Köppen, de N. Shaw, de Clément Ley, de Teisserenc de Bort, de Van Bemmelen et Braak à Batavia, de Herschell, de H. von Helmholtz, de H. U. Sverdrup, de Hergesell, pour arriver aux contributions plus récentes de V. Bjerknes, de C. Weickmann, de Defant et de R. Geiger, ainsi qu'aux toutes dernières d'A. Wagner, de Brooks et Mirrlees, et de V. et J. Bjerknes, H. Solberg, T. Bergeron, ont apporté des conceptions et des faits nouveaux.

Il ne nous appartient pas d'entrer dans la discussion des théories et des opinions émises par les auteurs, et nous ne pouvons résumer les démonstrations mathématiques qui se rapportent à certaines questions particulières. Tout cela dépasse le cadre de notre exposé climatologique et peut se trouver dans la littérature. Par conséquent, nous nous limiterons à rappeler les points essentiels, élémentaires, sur lesquels se fonde de nos jours la représentation théorique de la circulation générale de l'atmosphère au-dessus de l'équateur et des zones intertropicales et dont l'exposition nous paraît nécessaire pour situer nos observations.

La répartition du champ moyen de pression *près du sol* révèle une symétrie particulière dans l'hémisphère Sud où l'on remarque en toute saison les zones suivantes : une bande peu accentuée de basse pression près de l'équateur ; une bande de hautes pressions vers les 20° et 30° parallèles Sud suivie d'une zone circumpolaire de basses pressions vers le 60 et

70 Sud ; vers le pôle enfin la pression est de nouveau un peu plus élevée.

Les irrégularités permanentes de cette distribution sont constituées d'après Bjerknès, Solberg et Bergeron par la grande coupure de la ceinture de hautes pressions dans le Pacifique Sud et la plus petite près des Andes ; le creusement dans la zone de basses pressions sur la mer de Ross. Dans la saison chaude chacun des trois continents, Amérique, Afrique du Sud et Australie présente un affaiblissement de la ceinture de hautes pressions.

Une distribution analogue du champ moyen de pression règne sur l'hémisphère Nord, mais il est perturbé par l'étendue plus importante des continents.

Nous devons à Teisserenc de Bort et à Sir Napier Shaw d'avoir dressé des cartes d'isobares moyennes pour l'hémisphère Nord et pour des niveaux de 2,000, 4,000 et 8,000 mètres d'altitude. D'après ces cartes la dépression polaire s'accroît gagnant de l'altitude dans la troposphère. La zone de basses pressions au-dessus de 60° Nord et Sud finit par se confondre en altitude avec la dépression polaire. La crête de hautes pressions subtropicales qui au sol est interrompue par les cols de dépression mentionnés pour l'hémisphère Sud et par les analogues existant dans l'hémisphère Nord, apparaît en altitude une bande continue dans les deux hémisphères. La bande de basses pressions au-dessus de l'équateur au niveau de la mer fait place au-dessus de 8,000 mètres d'altitude à une zone de pression élevée. La dépression polaire de Teisserenc de Bort est ainsi entourée, de manière symétrique par rapport à l'axe terrestre, de la zone subtropicale de haute pression à laquelle succède, *près du sol*, la ceinture équatoriale de basses pressions.

Teisserence de Bort et Shaw expliquent cette répartition des isobares moyennes par la distribution y afférente de la température. Dans les masses d'air polaire, avec leur petit volume spécifique, la pression diminue plus rapidement que dans les latitudes plus chaudes, tempérées et tropicales et cette influence est tellement forte que même la répartition des températures y trouve son origine. L'air équatorial se refroidit en altitude beaucoup plus que l'air des latitudes moyennes ; tandis que la partie inférieure de la troposphère des tropiques présente un excès constant de chaleur rayonnante, la couche de 9 à 12 kilomètres est le siège d'un déficit

de chaleur, de sorte que les conditions nécessaires pour maintenir une rapide décroissance de température avec l'altitude sont dans ce cas réalisées. Les sondages aérologiques de Batavia et de l'Afrique orientale (Victoria-Nyanza et Zanzibar) le prouvent ⁽¹⁾.

La répartition moyenne des isobares et des températures et le champ moyen de volume spécifique (de solénoïdes) prouvent « un mouvement d'air descendant au pôle, un courant à la surface du sol dirigé vers les basses latitudes et un courant de retour vers le pôle en altitude ». La distribution zonale des pressions, telle que nous l'avons précédemment résumée pour l'hémisphère austral, comporte comme conséquence une répartition zonale correspondante des vents (les vents du gradient) ⁽²⁾. Dans l'hémisphère Nord la disposition des continents et des mers trouble l'analogie répartition des vents (les courants atmosphériques circulent près du sol

⁽¹⁾ V. et J. Bjerknes, H. Solberg et T. Bergeron (voir bibliographie), observent que « si l'on fait abstraction des couches voisines du sol aux latitudes élevées, on constate une décroissance générale de la température avec l'altitude d'environ 0°,6 par 100 m. dyn. A une certaine hauteur cette décroissance cesse brusquement, et à partir de ce point jusqu'à la limite supérieure atteinte par les ballons sonde, la température reste à peu près constante aux latitudes européennes, tandis que sous les tropiques, elle croît systématiquement. La courbe de température en fonction de la hauteur dans les sondages individuels montre à ce point un coude souvent très marqué ».

Sir Napier Shaw a appelé *tropopause* la couche d'air dans laquelle se situe la limite du décroissement de la température avec l'altitude. D'après Bjerknes la tropopause est, en général, une surface de discontinuité typique du premier ordre, sans discontinuité réelle de température et de vitesse du vent, mais avec changement brusque des gradients verticaux de ces deux éléments.

Au-dessus de 10 km. dyn. l'équateur devient la zone la plus froide, car la décroissance de la température s'y poursuit jusqu'à atteindre la tropopause. Celle-ci se place respectivement à 15 km. dyn. en février et à 16,5 km. dyn. en août à Agra, aux Indes par 27° Nord, 78° Est et à 17,1 km. dyn. en février et à 16,2 km. dyn. en août à Batavia par 6° Sud, 107° Est (d'après Ramanathan et Van Bemmelen).

⁽²⁾ Bjerknes et ses collaborateurs, donnent de cette répartition zonale le schéma suivant :

Zone des alizés de l'équateur au 30° parallèle Sud environ; vent d'Est dans l'atmosphère libre avec légère composante vers l'équateur du vent au sol.

Zone des vents d'Ouest de 30° Sud à environ 60° Sud; vent d'Ouest dans l'atmosphère libre, avec légère composante vers le pôle du vent au sol.

Zone polaire des vents d'Est de 60° Sud au pôle, vent d'Est dans l'atmosphère libre, avec légère composante vers l'équateur du vent au sol.

autour de divers centres de basse et de hautes pressions), mais à une certaine hauteur dans la troposphère le régime des vents redevient zonal.

L'apport de chaleur différant suivant la latitude suffit pour donner naissance à une circulation dans la direction des méridiens, un gradient permanent de température étant dirigé de l'équateur vers les pôles, et à des systèmes zonaux stables (une circulation advective) combinés à la circulation méridienne des vents répartis au Nord et au Sud de la dorsale subtropicale de hautes pressions. Ces systèmes, indépendamment des perturbations déterminées par l'économie thermique de l'atmosphère, impliquent dans les couches d'air près du sol des mouvements d'Est autour des pôles, d'Ouest aux latitudes moyennes (vents du tourbillon polaire) et d'Est entre les tropiques.

La ceinture des hautes pressions subtropicales est formée par l'ensemble des anticyclones qui sont au centre de chaque cellule de la circulation zonale. Les intersections des parois cellulaires avec le sol, dirigées du Sud-Ouest au Nord-Est pour l'hémisphère Nord et inversement pour l'hémisphère Sud, traversent les cols de la bande de hautes pressions auxquels nous avons fait allusion.

Ces cols barométriques sont le siège de formation des *fronts* de Bjerknes, dont la position varie d'après les saisons, mais qui oscillent constamment autour d'une position moyenne. Ces fronts, constitués le long de l'axe de dilatation des champs permanents de déformation de la température, délimitent les surfaces occupées respectivement par l'*air polaire arctique*, l'*air polaire maritime* et l'*air tropical*.

Bjerknes appelle air polaire arctique (ou antarctique) l'air froid originaire des pôles qui garde ses propriétés spécifiques; air polaire maritime, l'air polaire qui est parvenu au-dessus des océans et qui a été chauffé par le bas; air tropical, les masses d'air ayant leur origine entre les tropiques.

La répartition horizontale des fronts ne constitue pas une barrière continue, mais présente des solutions de continuité. Les trouées les plus importantes par lesquelles l'air polaire s'écoule vers l'équateur et inversement des masses égales d'air tropical se dirigent en altitude vers les pôles, pendant l'hiver boréal, sont situés dans l'hémisphère Nord, entre l'extrémité orientale du front polaire pacifique et l'extrémité occidentale du front polaire sur les Philippines; des trouées moins importantes se trouvent au-

dessus du golfe du Mexique et au-dessus de la Méditerranée. En été, l'air polaire s'écoule par la coupure existant entre le front polaire atlantique et le front polaire asiatique et après avoir dépassé les massifs montagneux de la Chine et du Tibet atteint l'Arabie et les régions orientales méditerranéennes. Des voies analogues existent dans l'hémisphère Sud, mais elles sont moins bien connues.

La transformation de l'air polaire en air tropical et inversement de l'air tropical en air polaire s'opère par l'intermédiaire des cyclones des zones tempérées et de ceux des tropiques.

En correspondance de l'équateur thermique il existe au-dessus des océans une bande dite « des calmes équatoriaux » (les « *Mallungen* » des marins allemands et les « *doldrums* » des marins anglais); deux autres bandes de calmes sont situées par certains auteurs au-dessus des tropiques et sont appelées « *horst latitude* ». Ces bandes marquent une oscillation en latitude, suivant les mouvements du soleil en déclinaison.

Certains auteurs attribuent à la bande « des calmes équatoriaux » des limites *au-dessus des océans*, allant approximativement de 10° Nord à 5° Sud. D'après Köppen, étant donné le plus grand développement et la plus grande stabilité de la circulation entre l'équateur et le tropique de l'hémisphère Sud, en comparaison de la circulation correspondante dans l'hémisphère Nord, plus continental, ce balancement annuel des calmes équatoriaux dépasserait à peine l'équateur dans l'hémisphère méridional à l'équinoxe de mars, tandis qu'il rejoindrait 10° Nord en septembre.

D'après R. Geiger et Fritz Wagner la limite boréale des calmes atteindrait 13°,5' Nord.

Les alizés et les contre-alizés, courants du système intertropical, sont déviés de leur direction initiale par la rotation de la terre. La déviation est plus forte au delà de la crête des hautes pressions tropicales. Selon Dove, les contre-alizés qui se trouvent à de très hautes altitudes au-dessus de l'équateur, s'abaissent progressivement en allant vers les pôles. Au-dessus des ceintures tropicales ils sont des vents relativement bas, et à cause du refroidissement, ils descendent. De ce fait ils alimentent les alizés, tandis que d'un autre côté ils alimentent les vents d'Ouest, qui prédominent entre les tropiques et les cercles polaires. Celles-ci sont les transformations des masses d'air tropical en air polaire et vice-versa dont nous avons parlé pré-

cédemment. Hann, qui croyait à l'existence d'une bande de calmes ininterrompue autour de l'équateur, donne de la répartition des courants de la circulation générale ce schéma que nous reproduisons à titre documentaire. Les flèches verticales indiquent la position des « calmes ».

Latitude :	60° N.	30° N.	10° N.	Équateur	10° S.	30° S.	60° S.
Vents :	W.-S.-W.	↓ N.-E.	E.-N.-E.	↓	E.-S.-E.	S.-E.	↓ W.-N.-W.

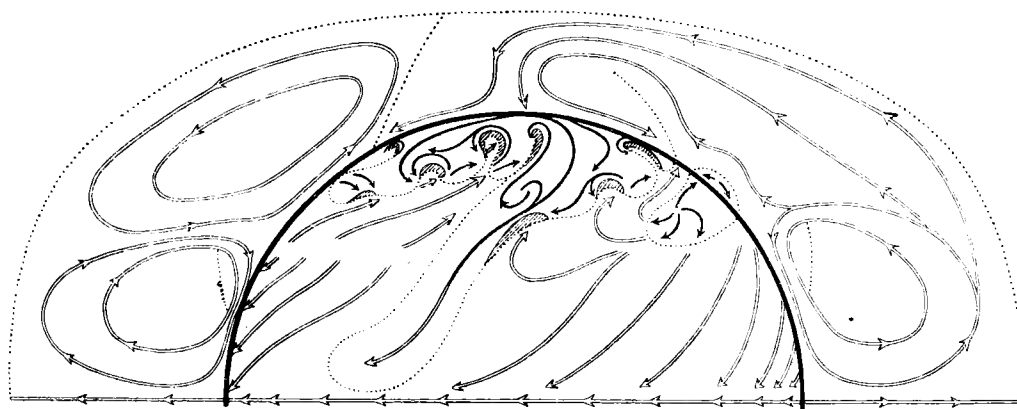
Ce schéma de Hann, étant donné les connaissances expérimentales dont l'auteur pouvait disposer, fournit une approximation suffisante des conditions réelles.

Les alizés, courants qui voient les sols, *sont perturbés*, au cours de leur déplacement vers l'équateur. Les perturbations sont diverses et ont pour cause principale la distribution inégale de la température. La manifestation la plus typique de ces perturbations est donnée par les *moussons*. Ces vents locaux sont déterminés par les cyclones stables qui se fixent en été au-dessus des continents et les anticyclones stables qui se fixent au-dessus des océans. En hiver la situation est renversée. Les moussons, vents appartenant essentiellement aux côtes maritimes intertropicales, *dévié* dans certains cas et *prolongent* au-dessus des océans les vents alizés au delà de l'équateur. Ainsi la mousson de Sud-Ouest qui souffle toute l'année au-dessus des côtes du golf de Guinée est l'alizé de Sud-Est qui a franchi l'équateur et a subi la déflexion due à la rotation de la Terre. L'appel d'air provoqué par les basses pressions existant à l'intérieur des terres face à l'océan, est plus fort que l'action déviante de la rotation. Des études très récentes sur les courants inférieurs et supérieurs des côtes de l'Afrique Occidentale, ont été faites par R. Geiger et Fritz Wagner.

Les auteurs paraissent s'accorder pour attribuer aux moussons une influence verticale jusqu'à 3,000-4,000 mètres au-dessus du niveau de la mer. (Observations de Tananarive à Madagascar et de Zi-Ka-Wei en Indochine par 30° 11' 5" Nord). Leur action profondément perturbante est reconnue par Van Bemmelen et Braak à propos de leurs recherches au-dessus de Batavia (6° latitude Sud). Les brises s'ajoutent aux perturbations locales, mais leur portée est très limitée. Leur action est plus forte et

se fait sentir même assez haut, dans la zone montagneuse équatoriale continentale, où les formes du relief, comme nous avons vu au chapitre III, leur donnent un développement maximum et où elles donnent transition, en altitude, aux courants supérieurs.

V. Bjerknes, dans un mémoire paru il y a quelques années, esquissait déjà une représentation de la circulation méridienne et zonale au-dessus de l'hémisphère Nord, qui demeura par la suite classique et fut commentée par différents auteurs. Dans cette représentation qu'à notre tour nous reproduisons à titre documentaire (graphique n° 47), la théorie des fronts qui tout dernièrement devait recevoir son illustration définitive, est virtuellement énoncée.



N° 47. Schéma en projection polaire de la circulation générale de l'atmosphère d'après V. Bjerknes.

La coupe verticale de gauche du graphique 47 montre le composant moyen vertical et méridional; celle de droite, un exemple d'un trouble où la tendance à un simple mouvement circulaire de la chaleur et du froid triomphe de l'influence de la rotation de la terre. Cette intervention de l'air polaire froid sous l'air chaud venant des basses latitudes et qui produit les cyclones et les anticyclones des régions tempérées est indiquée par quelques exemples au milieu du graphique. L'irruption d'air polaire est aussi démontrée dans un cas par le cercle de vents d'Ouest jusqu'aux vents alizés. L'endroit où se produit l'ascension de l'air chaud est aussi indiqué dans la coupe verticale par les lignes pointillées.

W. Köppen, qui entre autres a commenté ce schéma, fait observer

l'énorme boursoufflement de la coupe. La hauteur de la troposphère ne représente qu'un millième de la distance entre les pôles et l'équateur.

Lors de l'expédition allemande du « Météor » dans l'océan Atlantique, le météorologiste Defant constatait que *parfois un vent alizé se prolonge au delà de l'équateur et se glisse au-dessous de l'autre*. Ce fait donnerait lieu à des chutes de pression. L'auteur donna le schéma que nous reproduisons et qui représente approximativement le phénomène observé ⁽¹⁾.

L'inégale répartition des terres et des océans sur les deux continents, l'alternance des saisons, l'asymétrie conséquente des deux atmosphères est cause, d'après Bjerknes, si le *front intertropical* ne peut s'établir comme une limite ininterrompue au-dessus de l'équateur. Ainsi il arrive souvent que l'un des deux alizés soit notablement plus froid que celui de l'autre hémisphère et franchisse l'équateur. Pendant l'hiver boréal, toujours d'après le même auteur, les deux alizés se rencontrent assez près de l'équateur, un peu au Nord de celui-ci, sur le Pacifique oriental et sur l'Atlantique. Dans l'océan Indien, la mousson d'hiver relativement froide repousse le front tropical passablement au Sud de l'équateur, au delà duquel son courant présente la courbure anticyclonique caractéristique du courant qui a franchi l'équateur.

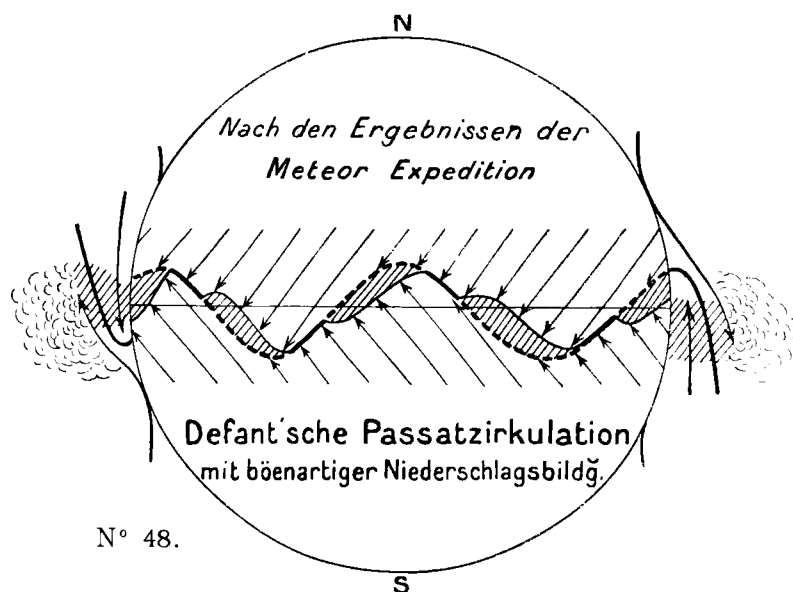
Pendant l'été boréal le front tropical est *par endroits* repoussé encore plus loin de l'équateur et dans ce cas-là partout vers le Nord. Dans l'océan Pacifique oriental, de l'Afrique occidentale à l'Asie orientale, le front est tellement au Nord qu'il permet à l'alizé du Sud-Est de tourner au Sud-Ouest (courbure anticyclonique). Dans le Soudan égyptien, le front tropical atteint 18° Nord, en Inde occidentale environ 25° Nord.

La surface du front tropical s'élève généralement en direction équatoriale. Le coin froid est alors formé de l'air de l'alizé ayant franchi l'équa-

(1) Sur la marche de l'alizé de S.-E. à Madagascar, dans la saison de transition, alors que la mousson de N.-W. de la saison chaude commence à mollir, Ch. Poisson dit notamment qu'en avril l'alizé de S.-E. remonte jusqu'à 2°30 de l'équateur; même situation en mai, plus franche cependant pour l'alizé qui approche de l'équateur; en juin l'alizé se borne au N. à l'équateur. L'auteur remarque que la circulation des vents est très régulière à Madagascar, en concordance, d'autre part, avec le régime que l'on s'accorde à reconnaître pour tout l'hémisphère sud.

teur et qui, dans les cas typiques, s'incurve à tel point qu'il possède une composante Ouest.

Les recherches de von Helmholtz ont prouvé l'existence d'une surface de discontinuité thermique séparant l'alizé du contre-alizé au-dessus de l'équateur et vers les latitudes subtropicales. Ces surfaces de discontinuité auraient été signalées pour la première fois en 1904 par Hergesell. Les discontinuités équatoriales paraissent se différencier de celles du front polaire (étudiées surtout par l'école norvégienne), pour être *horizontales et stables*. La hauteur verticale de ces surfaces paraît assez variable. Smyth croit pouvoir la situer en moyenne à 2,740 mètres au-dessus du sol.



N° 48.

La *vitesse* moyenne des alizés est évaluée par les auteurs à 6-8 m. à la seconde. Mais si leur régularité et leur stabilité sont démontrées au-dessus des océans, l'influence des continents crée des situations diverses par les différents rapports de rayonnement et d'échange qui s'établissent par comparaison à la mer, et par les *mouvements verticaux forcés*, qui sont provoqués par le frottement et par le relief. Les recherches de Sverdrup le prouvent. D'après Weickmann, l'influence dynamique du relief produit au-dessus des continents un voûtement (*Wölbung*) et une concentration des lignes de courant. L'influence thermique, par contre, détermine les « moussons » et les « brises ». Weickmann définit la circulation

des alizés « comme une machine thermo-dynamique de grande envergure. D'une façon générale le passage du vent au-dessus d'un continent, à plus forte raison si celui-ci est très accidenté, *en ralentit la vitesse et par ce fait le courant est forcé de s'élever*.

D'après la théorie d'Oberbeck en 1888, il existe pendant toute l'année au-dessus des calmes équatoriaux un courant équatorial de l'Est qui semble avoir une vitesse très grande à de hautes altitudes. Ce courant remplacerait, selon Hildebrandsson, le contre alizé de Sud-Ouest pour l'hémisphère boréal, lors du déplacement septentrional des calmes. Il s'agit d'un courant de très haute altitude (au-dessus de 8-10 km. dyn.) qui ne paraît pas devoir exercer une influence appréciable sur le climat des régions équatoriales près du sol; par conséquent, nous n'y insisterons pas davantage.

Une synthèse sur la circulation générale de l'atmosphère au-dessus de l'Afrique, a été tentée par C. E. P. Brooks et Mirrlees. Ces auteurs déclarent avoir utilisé toutes les observations effectuées dans des périodes différentes au-dessus des océans, au-dessus de la mer Rouge, et jusqu'aux observations les plus récentes faites au-dessus du continent. Ils procèdent de l'examen des situations isobariques aux quatre mois saisonniers de l'année pour conclure à la répartition des vents et des pluies. Nous reproduisons leurs cartes schématiques des vents pour janvier, avril, juillet et octobre et leurs explications parce qu'elles concernent tout particulièrement l'Afrique intertropicale.

Brooks et Mirrlees déclarent, comme on pouvait s'y attendre, que les données fournies dans leurs cartes, tout en étant obtenues par les moyens les plus modernes, sont probablement *inexactes en plusieurs points*. *L'existence d'une bande de basse pression, s'étendant complètement à travers le continent près de l'équateur et suivant le soleil dans sa marche annuelle Nord-Sud, ne peut pas, d'après ces auteurs, être tout à fait établie*. En ceci ils sont entièrement d'accord avec les auteurs de la théorie des fronts. L'action interne des divers courants qui sont décrits apparaît comme *extrêmement compliquée*, d'autant plus que l'on manque de données concernant les hautes couches de l'atmosphère. Toutefois il faut retenir que les trajectoires principales des courants dans les quatre systèmes saisonniers reproduits dans la planche VI sont correctes.

Fig. 5. — *Mouvements de l'air en janvier.* — Près de la surface du sol (les lignes pointillées montrent les fronts de rencontre entre les courants principaux). Cinq courants principaux doivent être distingués : *a)* et *b)* : les alizés combinés Atlantique N.-E. et Harmattan soufflent de N.-E. au-dessus de toute la partie Nord de la portion occidentale du continent à partir de 15° long. E. et pénètrent pour une petite distance dans les côtes de Guinée. Ce courant est très stable, mais il est troublé de temps en temps dans le N. par le passage de dépressions dans la Méditerranée. Le courant *c)*, courant d'air égyptien, entre dans la vallée du Nil comme un vent du Nord. Sa partie septentrionale tourne vers le S.-W. et approche à petite distance des côtes du Cameroun, tandis que sa partie N.-N.-E. passe par la vallée du Moyen-Congo et le N.-W. de la Rhodésie jusqu'au N. du Bechuanaland où il se rencontre avec les courants *d)* et *f)* après avoir traversé l'axe de l'Afrique pendant une distance de 3,500 miles. *d)* l'alizé atlantique S.-E. et la mousson S.-W. soufflent parallèlement aux côtes occidentales de l'Afrique au-dessus de toute la partie comprise entre 30° S. jusqu'à environ 5° S. Du côté oriental ou côtier, il y a une poussée stable vers l'intérieur chauffé comme s'il s'agissait d'une brise de mer du S.-W. Au N. de 5° S. le courant principal tourne vers le N.-E. comme un vent chargé de pluie du S.-W. des côtes de Guinée. Ces vents du S.-W. ne pénètrent cependant qu'à une petite distance à l'intérieur des côtes avant de rencontrer les vents opposés de Harmattan et le courant égyptien. *e)* l'alizé N.-E. d'Arabie souffle de la mer d'Arabie vers le cap Horn. Le parcours de ce courant d'air est assez compliqué. Une partie tourne vers le N.-W., passe au-dessus des hauts plateaux du Somaliland anglais, passe au-dessus d'une surface de vents E.-N.-E. dans le golfe d'Aden et entre dans le S.-W. de l'Arabie; une autre branche monte au-dessus des hauts plateaux d'Abyssinie tandis qu'une troisième traverse les plateaux des lacs et le « *Tanganyika territory* » où il rencontre une branche *e)* du courant égyptien. *f)* l'alizé de S.-E. de l'océan Indien passe les côtes orientales de l'Afrique portugaise et le Zululand, tel un vent d'E. et entre dans le Bechuanaland où il rencontre le prolongement le plus méridional de l'alizé Atlantique de S.-E.

Fig. 9. — *Mouvements de l'air en avril.* — *a)* l'alizé Atlantique N.-E. maintient sa position avec un petit changement par rapport à janvier; *b)* également d'E. malgré l'Harmattan; il pénètre moins loin vers le S. Son front s'étend de la côte à Sierra-Leone en direction N.-E. jusqu'à 15° N. et en direction E. à hauteur de cette latitude à travers presque tout le continent; *c)* le courant égyptien, très réduit, pénètre seulement jusqu'à 16° N., alors qu'en janvier il arrivait à 20° S.; *d)* l'alizé Atlantique de S.-E. souffle de S.-S.-E. jusqu'à 10° S. où il commence à tourner vers le N.-E., et rejoint la côte comme un vent de S.-E. entre environ 9° S. et 9° N. Dans le Congo français et dans l'Ouest africain il pénètre assez loin à l'intérieur comme mousson de S.-E. et il rencontre l'Harmattan sur le front déjà mentionné; *e)* l'alizé arabe de N.-E. tourne vers l'W. au-dessus de la Somalie italienne et de l'Abyssinie septentrionale où il rencontre l'alizé S.-E. détourné de l'océan Indien; *f)* l'alizé de S.-E. de l'océan Indien, remonte la côte orientale de l'Afrique au-dessus de toute la partie située entre l'équateur et 20° S. La partie septentrionale tourne vers le N. et le N.-E. en direction de la vallée du Nil et de l'Abyssinie et il rencontre le courant égyptien et l'alizé N.-E.

arabien, dans les centres de basse pression au-dessus de la vallée du Nil supérieur. La partie méridionale tourne vers le N.-W. et rencontre l'alizé détourné de S.-E. provenant de l'Atlantique, *le long d'un front qui traverse l'Angola et le Congo belge*; *g*) en avril nous trouvons un nouveau courant qui peut être nommé « courant aérien africain de S.-E. ». Il prend son origine dans l'anti-cyclone au-dessus du S.-E. africain et voyage vers le S.-W. de *f*). La branche méridionale rejoint la côte atlantique de S.-E., il se retourne au-dessus de la plaine côtière où il rencontre la branche septentrionale de *g*) qui a traversé le Bechuanaland et le N.-W. de la Rhodésie.

Fig. 13. — *Mouvements de l'air en juillet.* — L'alizé de N.-E., *a*) souffle le long des côtes Atlantiques jusqu'à 20° N. Le courant égyptien *c*) rejoint la même latitude à l'W., mais à l'orient continue vers le S.-E. le long de la mer Rouge tournant enfin vers le N.-E. en direction de la basse pression existant au-dessus de l'Asie sud-occidentale. Près de la moitié de la carte est occupée par l'alizé de S.-E. et la mousson de S.-W. *d*). Nous pouvons distinguer deux branches : l'alizé de S.-E. proprement dit et la continuation de *f*) qui le rejoint près de la côte. *Il continue comme un vent de S.-E. dans le voisinage de l'équateur* où il tourne vers le N.-E. et rencontre *b*) à environ 20° N. La seconde branche, après avoir soufflé parallèlement à la côte pendant une certaine distance, tourne de nouveau à l'intérieur entre 10° S. et l'équateur. Continuant à travers la vallée du Congo vers l'Abyssinie où il tourne sous l'influence de la haute pression abyssinienne vers le S.-E. et finalement vers le S. avant de rencontrer la branche plus septentrionale de *f*).

L'alizé d'Arabie de N.-E. *e*) n'existe pas en juillet, il est remplacé par la mousson S.-W. de la mer d'Arabie qui est une branche de *f*). Ce dernier prend son origine dans l'alizé de S.-E. de l'océan Indien qui se divise en trois branches principales : la branche septentrionale tourne vers le N.-E. près de l'équateur et, après avoir traversé la Somalie italienne parallèlement à la côte, devient la mousson de S.-W. que nous venons de décrire. *Entre l'équateur et 10° S.*, la seconde branche souffle en plein sur la côte, tourne vers l'E. à travers les hauts plateaux de l'Est africain et finalement rencontre *d*) dans la vallée du Congo. La branche la plus méridionale traverse la côte, entre 20° et 25° S. et parcourt les hauts plateaux du Bechuanaland et le N.-W. de la Rhodésie, comme un vent d'E. Dans le S.-W. de l'Afrique il tourne vers le S. sous l'influence de la basse pression située à 1,000 mètres dyn. au-dessus du courant du Benguela, tournant brusquement près des côtes et joignant *d*). Les vents de N.-E. descendant des hauts plateaux vers la zone côtière, sont secs et chauds. Occasionnellement ils rejoignent la côte comme des vents du N. qui arrivent par intervalles, de mai à août. Il semble que la forte inflexion en V dans les trajectoires, est un phénomène quasi permanent, oscillant à une courte distance vers la mer ou vers la terre avec des variations de la distribution générale de la pression. Au S. de la branche la plus méridionale de *f*) il y a un courant d'air africain du S.-E. qui tourne vers l'W. et finalement vers le S.-W. en direction de Cap Town.

Fig. 17. — *Mouvements de l'air en octobre.* — La carte présente un fait curieux : *trois courants principaux se rencontrent à un point commun au centre de l'Afrique.* Observant ceci en détail nous trouvons que l'alizé Atlantique N.-E.

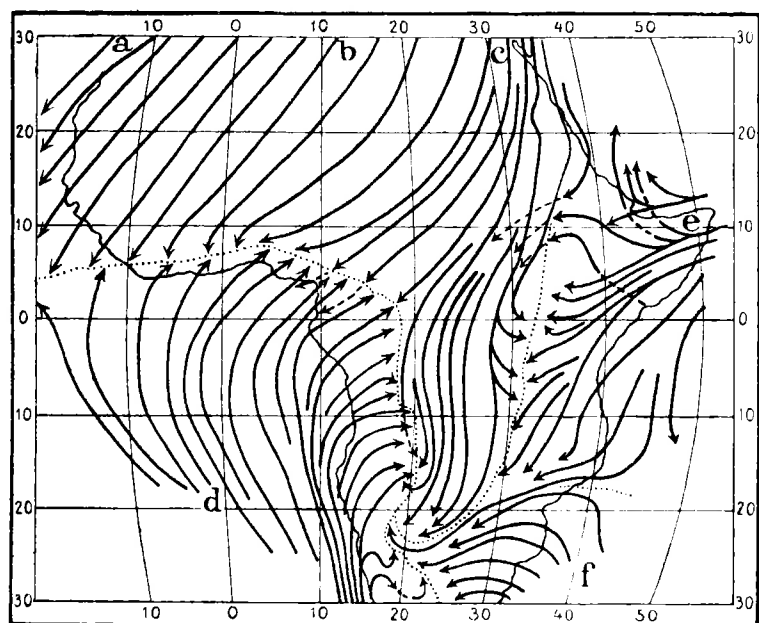


Fig. 5. Air movements; January.

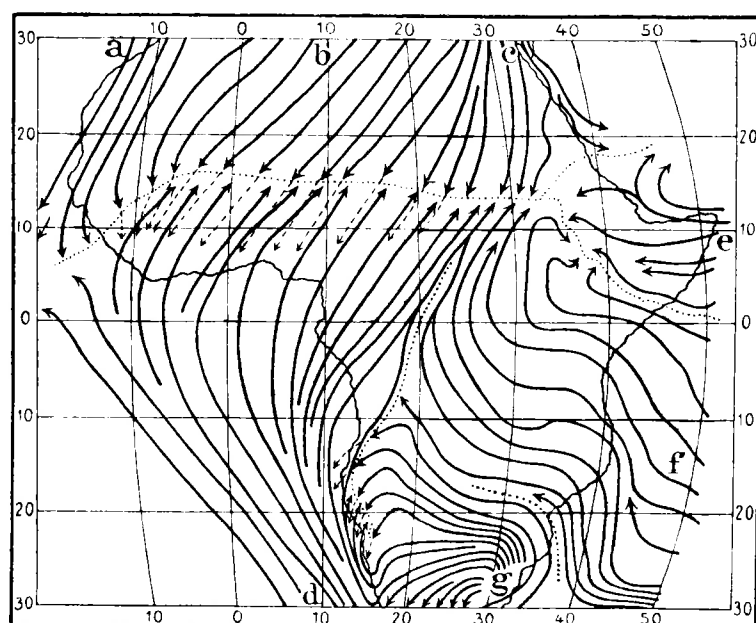


Fig. 9. Air movements; April.

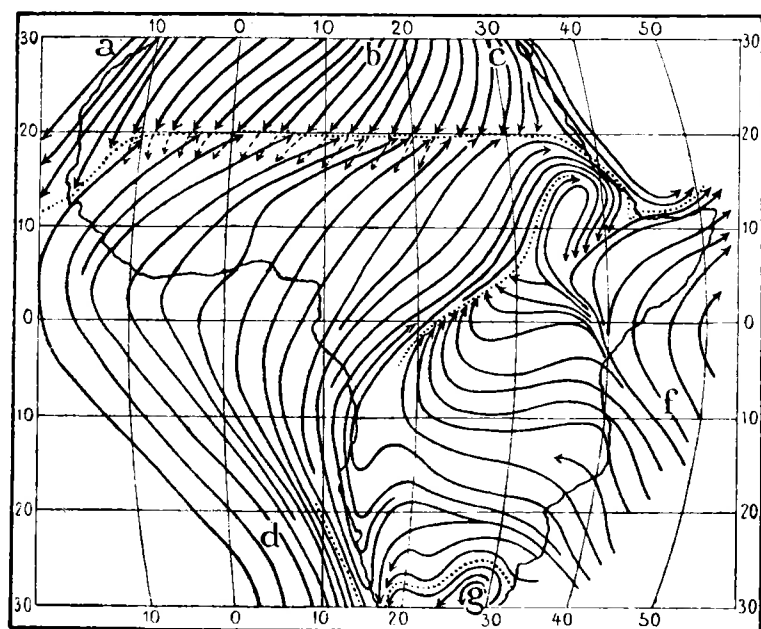


Fig. 13. Air movements; July.

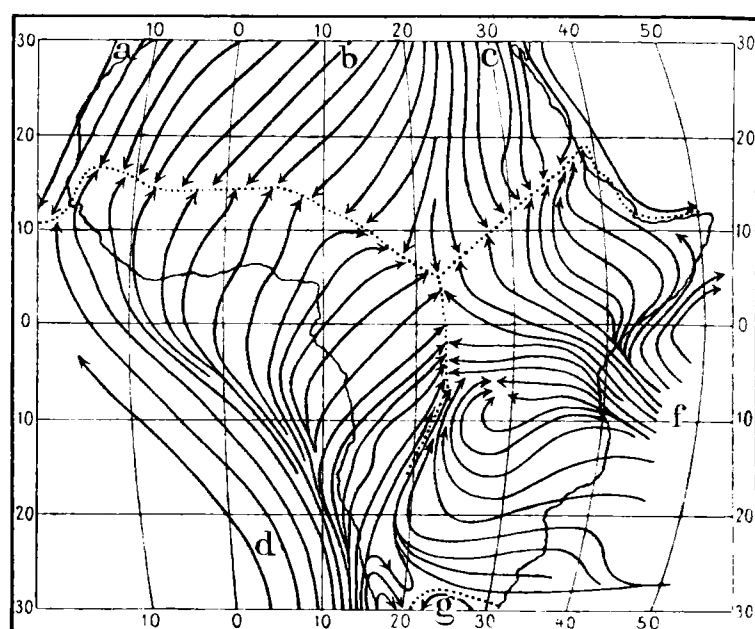


Fig. 17. Air movements; October.

a) longe le Harmattan comme en juillet; le Harmattan s'avance vers le S. à 15° N. dans l'W. et à 5° N. dans l'E. Le courant égyptien s'étend plus au S. dans sa partie occidentale tandis qu'il montre un petit changement dans sa partie orientale. L'alizé Atlantique du S.-E. et la mousson de S.-W. ne demandent pas de commentaires spéciaux excepté dans le S. où l'alizé méridional tourne vers l'intérieur et après s'être élevé au-dessus des hauts plateaux est dévié pour former un vent N.-W., qui souffle fortement à Kuibis.

L'alizé d'Arabie de N.-E. e) n'est pas représenté. Tout l'Est africain, du cap Guardafui jusqu'à 30° S. est occupé par f) qui est l'alizé de S.-E. de l'océan Indien. Nous reconnaitrons trois branches principales : la plus septentrionale approche la côte à 5° S., mais tourne directement au N.-E. et souffle presque parallèlement à la côte de la Somalie italienne. Pénétrant pour une courte distance à l'intérieur des terres, il rejoint les hauts plateaux où les isobares à 1,000 mètres dyn. les dévient de nouveau vers le N.-W. *La branche centrale de f)* coupe la côte entre 3° et 7° S. et continue vers l'intérieur comme un vent d'E. jusqu'à ce qu'il rencontre soit d), soit la branche méridionale de f). La dernière branche entre 10° et 30° S. pénètre à l'intérieur tel un vent d'E. divergeant vers le N., mais au centre du continent il tourne vers le N. parallèlement avec d) et finalement vers l'E. pour rencontrer la partie méridionale de la branche centrale.

Maintenant que nous avons résumé la littérature et exposé les dernières conceptions acquises par la théorie, toutefois encore insuffisantes, il reste à démontrer si nos observations, limitées à une zone restreinte du centre du continent, concordent ou non avec les lois générales de la circulation. Rien a priori semble les opposer.

Il est inutile de répéter la description du relief déjà faite dans notre communication préliminaire sur les précipitations, pour situer le faciès hypsométrique de la région étudiée par nous. La carte annexée à l'Introduction fait voir clairement l'orientation et l'altitude des grandes chaînes dorsales et l'ampleur du fossé tectonique.

La description que nous avons donnée sur les courants près du sol, que nous avons appelés « courants inférieurs », n'ayant décélé aucun vent périodique à *long parcours*, paraît devoir nous faire admettre que la région dont nous nous occupons, comprise entre l'équateur et 3°,30' Sud, *est, partiellement au moins, sous l'influence d'une bande de calmes équatoriaux*. Si l'existence de cette bande au-dessus des océans est prouvée et si l'on attribue à son balancement annuel du Sud au Nord une amplitude approximative de 15°, au-dessus du continent, sa largeur et même sa continuité nous sont *inconnues*. W. Köppen parle du cercle des calmes « tantôt large, tantôt étroit »; Brooks, Mirrlees et l'école norvégienne mettent

en cause l'existence même d'une bande continue, traversant le continent de l'Ouest à l'Est. Notre opinion est que la forme des terres et particulièrement l'étendue et l'élévation des reliefs doivent en influencer localement la largeur et probablement la direction. Quand les stations aérologiques à l'intérieur du continent auront pu être multipliées, il est possible qu'en quelque endroit proche de l'équateur, de la bande des « calmes » telle que l'ont imaginée les auteurs, nous ne garderons plus qu'un souvenir historique.

Il nous paraît important d'établir que la hauteur au-dessus des terres des courants alizés ou des branches qui en dérivent *varie selon les saisons*. Le climat de la partie septentrionale de Madagascar cesse à un certain moment d'être influencé par l'alizé de Sud-Est et est réglé par la mousson. L'alizé, qui à cette latitude souffle près du sol, serait-il *soulevé* par la *mousson*, qui se fait sentir jusqu'à une altitude de 3,000-4,000 mètres? D'après certains auteurs, l'alizé qui a surmonté la mousson réapparaîtrait au-dessus des calmes. Il est évident que si l'alizé traverse une partie élevée du continent, telle que l'Afrique Orientale, il est obligé de se maintenir à un niveau assez haut.

Ch. Poisson, le météorologiste de Madagascar, paraît reconnaître ce fait lorsqu'il dit que « l'alizé voisin du sol ou de l'eau sous 30° lat. Sud, monte à environ 3,000 mètres au-dessus des côtes de la partie médiane de Madagascar et *s'élève encore plus haut en se rapprochant de l'équateur* ». Il reconnaît, d'autre part, faisant état des observations de son prédécesseur, le Père Colin, qu'au-dessus de Tananarive, où les deux azimuts Est et Est-Sud-Est fournissent à eux seuls 52 % des vents, *l'alizé est sensible, même en saison de mousson*.

La région montagneuse, objet de nos recherches, nous paraît être, et ce fait est d'une importance primordiale, *le centre de convergence* de tous les grands courants qui, en des saisons diverses, se dirigent vers la bande équatoriale du continent, quelle que soit leur provenance, de l'océan Indien ou de l'océan Atlantique. La longueur du fossé tectonique, s'étendant sur plusieurs centaines de kilomètres du Nord au Sud, du massif du Ruwenzori aux plateaux du Katanga, et la forte altimétrie de ses parois montagneuses jouent un rôle dans le détournement des courants, que nous ne connaissons qu'imparfaitement par la distribution locale des précipitations.

Cette question ne pourra être résolue que par la multiplication des observations, par des sondages à différents niveaux de la troposphère locale, travail qui exige une organisation du territoire pour laquelle il est à prévoir que plusieurs années encore seront nécessaires.

Nos observations, limitées à quelques points, ne peuvent servir logiquement qu'à guider l'hypothèse dans une direction que l'on peut qualifier de légitime.

Il y a toutefois des observations répétées qui paraissent établir des faits incontestables. La première est la suivante : à une altitude de 3,000-3,300 mètres un courant oriental souffle toute l'année, dont la direction dominante est celle de Sud-Est, mais qui peut varier au cours des saisons, sans toutefois jamais sortir du secteur oriental. Ce courant, que nous avons reconnu être l'alizé de Sud-Est, en provenance vraisemblablement de l'océan Indien, ne paraît pas dépasser au-dessus du Kivu la latitude de 1° Sud.

D'après la seconde observation, si nous considérons les dorsales comme une barrière opposée aux courants orientaux (étant donnée leur direction prédominante du Nord au Sud, il y a un *niveau dynamique* au-dessus duquel les dorsales exercent une action évidente de déviation verticale des courants. Cette action est prouvée par la distribution variée des précipitations qui vient ainsi s'établir et par l'existence d'un phénomène quasi permanent de fœhn, à l'intérieur du fossé tectonique et à l'Ouest de la dorsale congolaise. Cela n'infirme pas le fait que l'alizé n'est nettement sensible en toutes saisons qu'à partir de 3,000 mètres (selon les montagnes, s'il s'agit de pics isolés ou de chaînes).

La troisième observation est qu'à environ 1° Sud; un courant ayant une direction moyenne de Nord-Est prédomine et n'est dévié que par un courant de Sud-Est (direction moyenne), à l'exclusion, évidemment, des perturbations orageuses. L'existence de ce courant est prouvée par la direction bien visible des émanations des volcans actifs Niragongo (3,470 mètres) et Nyamalagira (3,056 mètres) et par la distribution et l'état de la végétation autour des cônes éruptifs. Étant donné le caractère de *constance* de ce courant, nous croyons provisoirement le reconnaître par l'alizé de Nord-Est.

S'agit-il en réalité de l'alizé de l'océan Indien, d'un côté, de l'alizé

d'Arabie, de l'autre, ou de *branches détournées* de l'un et de l'autre, venant se substituer à certaines saisons? Nous ne pouvons le dire. A ce propos, plusieurs suppositions sont possibles, si l'on prend pour base le schéma de la circulation générale tracé par Brooks et Mirrlees, mais toutes sont également hypothétiques. Seulement, des observations régulières, faites dans des postes assez nombreux, distribués sur toute l'étendue des grandes dorsales et des vastes massifs qui y sont connexes, sont susceptibles d'éclaircir l'important problème et d'en établir localement la concordance avec les grandes lignes de la circulation intertropicale.

Sans l'existence des deux grands volcans actifs, nos observations auraient été vraisemblablement moins faciles et moins rapides. Tout de même, la création d'une station pluviométrique sur le pic Kahuzi, à 3,308 mètres; sur le sommet du Karisimbi, à 4,506 mètres; l'observation méthodique de la végétation sur des versants différents de toutes les grandes montagnes de cette partie centrale du continent ont servi à rassembler un certain nombre de preuves auxquelles il nous semble que l'on ne puisse nier une valeur positive.

Une autre preuve que nous avons citée dans notre mémoire sur les précipitations est la *distribution* sur place des matériaux éruptifs à l'occasion des différents paroxysmes. Les lapilli et les cendres sont surtout intéressants à ce point de vue. Les premiers, plus lourds, ont pu se déposer pour la plupart dans la direction dominante de l'alizé et en proportion bien plus faible dans des directions variées, correspondant aux courants occasionnels engendrés par les orages qui accompagnent invariablement les éruptions; les seconds, plus légers, ont suivi la direction du courant supérieur. Dans certains endroits, comme dans la vallée de la Rutshuru, les cendres forment des amas, aujourd'hui consolidés, dont l'épaisseur peut dépasser trois mètres.

Une autre preuve nous est offerte par la distribution des cendres et des lapilli à l'Ouest du Kahuzi, point culminant de la dorsale congolaise, et des monts Biega, immédiatement à Sud-Sud-Ouest. Nous devons au géologue D^r N. Boutakoff, qui fit la découverte de l'origine volcanique de ces deux massifs, les renseignements que nous reportons en note. Les observations de M. Boutakoff prouvent incontestablement qu'à la fin du tertiaire et au début du quaternaire (époque à laquelle les géologues

s'accordent pour situer les éruptions du Kahuzi et des Biega), la branche indienne de l'alizé de Sud-Est soufflait au-dessus du Kivu et y atteignait la même latitude. Nos observations concernant les phases éruptives des Mufumbiru, probablement beaucoup plus violentes, à en juger par la distance à laquelle les matériaux furent transportés, mais aussi beaucoup plus récentes, prouvent que *pendant tout le quaternaire le régime actuel des vents supérieurs n'aurait pas changé* ⁽¹⁾.

La présence d'un courant de Sud-Ouest à la latitude de 1°-1°30' Sud et à une altitude de 8-10 km. nous paraît également certaine. Le 9 juin 1929, du sommet du Muhavura (4,127 mètres), par un ciel absolument serein, et successivement en février 1930, de la selle Mukuru (4,000 mètres), sur le Karisimbi, par un temps analogue, il nous a été

(1) « L'étude géologique des massifs volcaniques éteints, du Kahuzi et du Biega, permet de reconnaître trois phases éruptives : 1° Une phase basaltique, la plus ancienne, vraisemblablement d'âge tertiaire, caractérisée par d'énormes épanchements de laves et par l'absence de matériaux de projection; 2° Une phase plus récente (sans doute plio-pléistocène), caractérisée par des roches ultra-acides rhyolitiques accompagnées d'abondantes pluies de cendres et de projections diverses et suivie, à bref délai par : 3° Une dernière phase éruptive dont les roches alcalino-acides porphyriques édifièrent des appareils du type péléen et donnèrent lieu, par leur pulvérisation, à des cendres et lapilli non moins abondants que ceux de la phase précédente. La répartition géographique des cendres et lapilli des deux dernières phases volcaniques, est des plus intéressante : ces dépôts de matériaux meubles ne se rencontrent qu'à l'Ouest des deux massifs volcaniques en question et y forment de très épaisses formations stratifiées. En revanche, exception faite des dépôts amoncelés au pied même des volcans, *aucun dépôt, même de faible puissance, se rapportant à l'une des phases éruptives précitées, ne se rencontre à l'Est des massifs volcaniques du Kahuzi et du Biega.* Vers l'Ouest, ces dépôts de matériaux éruptifs meubles s'étendent sur environ dix kilomètres à vol d'oiseau jusqu'aux villages de Chauja et Jehmbe (Bitale), où leur masse coiffe la plupart des sommets montagneux. La répartition si particulière des matériaux éruptifs éoliens, prouve avec évidence qu'à l'époque rhyolitique et porphyrique le vent soufflait *uniquement de l'Est* et avec une violence suffisante pour avoir pu entraîner des cendres et lapilli jusqu'à dix kilomètres de leur point d'émission. Nous avons montré ailleurs que ces deux phases volcaniques du type péléen se synchronisent certainement avec l'effondrement récent du graben central africain qui individualise le fossé du Tanganayika. On admet généralement que cet effondrement date de la fin du Tertiaire ou au début du Quaternaire. »

Voir encore : *Sur la découverte de deux massifs de volcans éteints au Sud-Ouest du lac Kivu*, par N. BOUTAKOFF. (BULL. DE LA SOC. BELGE DE GÉOLOGIE, DE PALÉONTOLOGIE ET D'HYDROLOGIE, t. XLIII, Bruxelles, 1933.)

donné d'observer distinctement des *cirrus* se déplaçant selon une direction générale de Sud-Ouest à Nord-Est. Nous en avons estimé l'altitude entre 8,000 et 10,000 mètres.

L'alizé de l'océan Indien et l'alizé continental boréal, ou les branches qui peuvent en dériver à certaines époques de l'année, se rencontrent au-dessus de ces hauts massifs de l'Afrique Centrale, contre des fronts qui les dévient. Nous n'avons pas pu effectuer des observations méthodiques en correspondance des passages du soleil au zénith et en correspondance de sa double inclinaison solsticiale, car l'accès des hauts sommets où nous avions installé des stations était très difficile et demandait l'organisation de voyages se prolongeant quelques semaines. Il suffit de rappeler que le pic Kahuzi, dont nous fîmes le premier l'ascension le 13 novembre 1928, était une montagne inviolée et encore inconnue des cartes du Congo belge.

D'autre part, nos devoirs ne se limitaient pas à cet aspect particulier de la climatologie locale et nos moyens d'investigation étaient constitués principalement par les possibilités matérielles offertes à l'observation directe. Par conséquent, nos conclusions, pour limitées et territorialement circonscrites qu'elles soient, revêtent un caractère général que des observations à venir pourront peut-être modifier.

L'existence de ces fronts nous a été révélée par l'observation de la circulation des orages, décrite dans le mémoire cité sur les précipitations. Réserve la question de l'existence de fronts temporaires, c'est-à-dire saisonniers, particulièrement à l'Ouest du fossé tectonique et au Nord de l'équateur, nous avons supposé au-dessus de la partie médiane septentrionale du bassin du Kivu *une surface de discontinuité thermique instable et inclinée*, au-dessus et au-dessous de laquelle glissent les deux courants boréal continental et austral océanique, le premier fournissant vraisemblablement la partie chaude de la surface, le second la partie froide (¹).

Cette surface subit des oscillations en rapport avec les mouvements du soleil, mais dont nous ne pouvons indiquer l'amplitude. Voulant nous fier à la direction des traînées de vapeur d'eau et de gaz lourds, engen-

(¹) Si l'alizé qui a traversé l'équateur est le plus froid comme Bjerknes et ses collaborateurs l'affirment, la surface froide de la discontinuité serait fournie par l'alizé boréal au lieu de l'alizé austral. Après ce que nous avons dit sur la température de ce dernier, resterait à voir comment l'alizé boréal peut être devenu le plus froid.

drées par les deux volcans sus-mentionnés, l'amplitude locale de l'oscillation ne dépasserait pas l'équateur d'un côté et 2° Sud de l'autre, à l'intérieur du fossé tectonique.

Notre surface instable et inclinée constitue un système avec la *surface stable et horizontale*, communément admise entre l'alizé et son contre-alizé et les « fronts » venant à s'établir avec les modifications de la circulation générale, en correspondance des saisons. V. Bjerknes a établi également des surfaces inclinées de glissement, entre l'alizé et les moussons, qui peuvent être considérées comme des surfaces secondaires par rapport au système général ⁽¹⁾.

Les mesures qu'il nous a été possible de faire à l'aide d'un anémomètre à main à l'occasion d'ascensions répétées, prouvent que la vitesse moyenne des alizés oscille autour de 8-10 m. sec., ce qui concorde avec la vitesse admise par les auteurs et qu'elle varie au cours de la journée et au cours des saisons. Au coucher du soleil la vitesse de l'alizé faiblit notablement (voir les mesures données au chapitre III). Si des perturbations orageuses interviennent, la moyenne de 8-10 m. sec. est largement dépassée et il n'est pas rare qu'elle atteigne, sur des sommets plus élevés, 30 mètres à la seconde et même davantage. Nous avons fait ailleurs le récit d'une tempête de grêle sur la cime du Kahuzi, pendant laquelle l'alizé austral souffla avec une vitesse de 80 kilomètres à l'heure.

Il faut encore tenir compte de la forme de la montagne, à cause du laminage que les filets d'air en mouvement subissent avec une intensité plus forte au-dessus des sommets isolés très élevés ou au-dessus d'arêtes saillantes. Mais ce sont là des causes de modifications très localisées.

Si une relation peut être effectivement établie entre la vitesse des courants supérieurs et le nombre de perturbations orageuses se produisant au-dessus d'une région déterminée, ainsi que le prétendent certains auteurs, la vitesse la plus forte serait atteinte au-dessus du fossé tectonique en septembre-octobre par l'alizé continental boréal et en avril par

(1) Ch. Poisson en reconnaît l'existence au-dessus de Madagascar pendant la saison chaude, signalées naguère par Thom, Meldrum et Walter à l'île Maurice. Poisson écrit que « cette surface s'observe clairement du haut des collines de Tananarive. La discontinuité est visible, entre les faibles souffles d'E. ou de S.-E. au sol et l'étage qui s'étend des alto-cumulus aux cirro-cumulus, voguant d'entre S.-W. et N.-W. ».

l'alizé océanique austral, respectivement au Nord et au Sud de la surface instable de discontinuité thermique, qui est nettement établie pendant les équinoxes. Si, d'autre part, une discrimination est possible entre les deux courants venant heurter contre le front de discontinuité, *le courant austral serait le plus stable*.

D'après Kendrew, l'alizé de Nord-Est est plus fort et plus constant entre le tropique du Cancer et 5° Nord; il est faible au-dessus de l'équateur et lorsqu'il en franchit la limite pour entrer au-dessus des basses pressions équatoriales de l'hémisphère Sud. Mais si ces considérations peuvent avoir une certaine véridicité générale, elles cessent d'être exactes dans des conditions locales particulières, quand le relief ou d'autres circonstances peuvent déterminer des influences dont nous connaissons ou entrevoyons les effets, en ignorant toutefois les causes.

Il nous paraît que la *convection*, dont l'intensité est si variable, et les « centres de perturbation » que le relief peut entretenir localement sont susceptibles de masquer un courant supérieur ou d'en modifier la vitesse sur un petit parcours. Une première manifestation de l'influence des petites circulations inférieures sur les grands courants supérieurs peut être donnée par l'action de la convection sur l'alizé venant buter par rafales, à des vitesses intermittentes, contre certains sommets isolés. Nous l'avons relaté au chapitre III, à propos de la température des hauts sommets.

Ce même phénomène prouve que la convection, dans certaines circonstances et dans des zones de l'atmosphère que l'on peut considérer dans un état quasi permanent de pseudolabilité, fournit de l'humidité aux strates inférieures de l'alizé. Le séjour que nous avons prolongé à des époques différentes sur la selle Mukuru (4,000 mètres) nous a montré comment, par beau temps, de petits altocumulus sont poussés sans cesse par le vent de Nord-Est contre le cône terminal du Karisimbi. Il y a évidemment un échange constant de masses d'air froid venant du haut et de masses d'air chaud venant du bas, qui est cause de condensation. Les flancs au vent de la montagne et les flancs Sud sont fréquemment découverts, tandis que le versant sous le vent et ceux exposés au Nord sont constamment couverts. Le pic est presque toujours enveloppé d'une petite couronne de nuages légers qui parfois descend en capuchon. Ce n'est qu'à midi et vers 22 heures que le sommet se découvre et le ciel au-dessus de la

montagne apparaît totalement dégagé. A midi, l'intervalle pendant lequel le pic est sans nuages est généralement court, tandis que la nuit l'absence de toute condensation peut se prolonger pendant plusieurs heures. Ces phases de découverture correspondent à des minima d'humidité relative.

Le vent butant contre les « barrancos » qui sillonnent le cône terminal descend comme s'il tombait dans le vide et forme des remous et de petits tourbillons qui disparaissent aussitôt que la ligne de fond (le thalweg) des « barrancos » est dépassée. Les nuages condensés par le remous ont souvent une tendance à descendre le long de la pente des « barrancos ».

Du côté sous le vent, par la prédominance des courants ascendants, les nuages se lèvent verticalement, en forme d'énormes fumées, qui s'élargissent en champignon, heurtant des alto-cumulus apparemment immobiles au-dessus de la montagne. Des décharges électriques éclatent parfois entre ces nuages.

L'action de poussée, inclinée du haut vers le bas, entretenue par l'échange d'air entre le courant de convection et le courant supérieur, est encore visible par l'observation du cône de vapeur et de gaz sortant de la cheminée éruptive des volcans. Tandis que la vapeur d'eau forme une traînée qui s'allonge dans la direction du vent dominant, grossissant au fur et à mesure qu'elle s'éloigne du cratère, jusqu'à se rattacher aux nuages inférieurs du plafond, les gaz lourds (normalement des gaz sulfureux) retombent sur les bords du cratère et en descendent les pentes, du côté sous le vent, pendant un bref parcours. Le fait est nettement visible non seulement par l'observation directe de l'évolution du nuage, mais par l'inspection de la végétation brûlée autour du cône terminal. Les quelques Graminées qui parviennent à monter, à la faveur des courtes accalmies qui doivent se produire à certaines périodes de l'année, sont totalement brûlées sur le versant sous le vent, et dans cette même direction les autres espèces de l'étage alpin ou sub-alpin (les *Seneçons* arborescents et les *Lobelia*) sont maintenues à une distance bien plus grande du bord du cratère qu'elles le sont sur le versant au vent.

Un autre phénomène intéressant de condensation spiralée nous a été donné en observation le 9 juin autour du Muhavura (4,127 mètres). Notre éminent compagnon de voyage, le botaniste français Prof^r Henri Humbert,

en était témoin. Vers le coucher du soleil, le vent de Nord-Est dessina autour de la masse conique de la montagne un courant en spirale, rendu visible par une condensation progressive, débutant d'abord par un halo blanc établi à un niveau approximatif de 3,000 mètres, qui se divisa peu à peu en une série d'anneaux concentriques qui persistèrent quelque temps. Le spectacle nous fit penser instinctivement à la figuration donnée par certains atlas aux anneaux de Saturne.

LE FÖHN. — Le passage de l'alizé au-dessus des dorsales du fossé tectonique, ou au-dessus d'un massif dont l'orientation et l'étendue sont suffisantes pour lui barrer la route (c'est le cas du massif volcanique des Mufumbiru), produit un phénomène de föhn quasi permanent et bien caractérisé ⁽¹⁾.

L'air de la partie inférieure du courant austral, si nous nous référons à la première barrière qui est la dorsale du Ruanda, tombe par effet d'élasticité à une certaine distance de la ligne de faite, remonte ensuite contre la dorsale congolaise, pour retomber au delà par le même procédé. L'inclinaison des pentes et leur étendue modifient localement la distance à laquelle cette descente d'air se produit par rapport à la ligne de faite qu'il a dû escalader. Sur la carte hypsométrique annexée à l'Introduction, la ligne de föhn est tracée sur un parcours approximatif qui longe le faite à une distance d'environ 35 kilomètres, mesurés sur le parallèle. Cette ligne, qui délimite à droite et à gauche une zone de largeur variable, soumise à l'influence du föhn, est indiquée sur le sol par la distribution d'une végétation xérophYTE particulière, existant dans l'île Idjwi, sur la rive septentrionale du Kivu, sur les rives orientales (Ruanda) et au Sud du lac. Sur toute l'étendue de cette zone la nébulosité est moindre, les éclaircies sont plus fréquentes et surtout la pluviosité est plus faible.

L'établissement d'une station pluviométrique (pluviomètre totalisateur Mougin), sur la cime du mont Buzezu (Bisunzu), à 2,523 mètres d'altitude, a fourni la preuve expérimentale de l'existence du föhn. Les moyennes pluviométriques de cette station, rapportées à celles des stations de même altitude des dorsales, ont été indiquées dans notre mémoire précité.

⁽¹⁾ Il faut qu'une vallée soit assez large pour que le föhn se produise.

Une autre preuve non moins convaincante est constituée par le gradient de température, nettement supérieur, comme nous l'avons montré au chapitre III, dans les stations influencées par le fœhn, à celui des autres.

Le 15 novembre 1929, à 8 heures, un vent descendant violent et sec souffla à Mutobo, localité du versant occidental du massif Kahuzi, à 2,400 mètres d'altitude. Au lever du soleil l'air était au point de saturation, un brouillard léger remplissait les vallées environnantes et surmontait le plateau de Mutobo. A l'apparition du vent le brouillard se dissolvait rapidement, la température, qui était de 11°,8 à 7 h. 30, passa à 17° à 8 heures et l'humidité relative descendit à 55 %. Ce vent descendant, qui soufflait avec une violence insolite, était le fœhn.

De la selle Mukuru, à 4,000 mètres d'altitude sur le flanc Sud-Est du Karisimbi, il nous a été possible d'observer plus d'une fois la forme du plafond nuageux au-dessus de la chaîne dorsale du Ruanda.

Sous le vent de la dorsale, à peu près au-dessus des rives Nord-Orientales du lac Kivu, une bande de ciel, allongée parallèlement à la chaîne montagneuse, se maintenait fréquemment sereine. Des cumulus provenant de l'Est arrivaient à se superposer constamment à la strate nuageuse, stationnant au-dessus de la ligne de partage et en augmentaient progressivement l'épaisseur, sans toutefois parvenir à la dépasser, malgré la vitesse qui leur était imprimée par le vent d'Est. Aussitôt qu'ils atteignaient la limite occidentale du plafond au-dessus du faite, ils étaient visiblement évaporés.

A l'Ouest de la bande sereine, des nuages (des cumulus et des stratocumulus) paraissaient stationner. Cette portion de ciel clair, dans l'ensemble du plafond nuageux, planant au-dessus du lac et au-dessus du Ruanda, ne pouvait être attribuée qu'à un courant local descendant; en d'autres termes, à un effet de fœhn.

L'influence de ce phénomène ne se répercute pas seulement sur la distribution locale des types de végétation, mais aussi sur la distribution des types de sol, comme nous le verrons en détail dans un travail ultérieur. Il ne faut pas perdre de vue que ce phénomène a un caractère de quasi-permanence et que son existence est aussi ancienne que le rajeunissement des grandes dorsales du fossé tectonique et l'immuabilité, pendant au moins une époque géologique, des grands courants aériens supérieurs.

La disposition si particulière du relief de l'Afrique Centrale, allongé dans le sens du méridien, de telle sorte que le fossé tectonique de cette portion du continent constitue le prolongement vers l'hémisphère austral de la vallée du Nil, est cause que les alizés et leurs branches dérivées, venant converger au-dessus de la dorsale Congo-Nil, *sont les maîtres du climat local*. Ils règlent *directement* les précipitations dans les territoires de plus haute altitude, *indirectement* dans les territoires de moindre altimétrie. Ils règlent également la physionomie de la végétation (et l'aptitude de la production agricole) des territoires si divers sur une étendue relativement petite en latitude et en longitude. C'est un caractère commun à beaucoup de contrées montagneuses des latitudes tropicales et tempérées. A la variation des isohyètes, si fractionnées que nous avons renoncé à construire une carte des pluies, s'ajoute la variété des isothermes, sous un climat pourtant bien uniforme dans son ensemble, différenciées principalement entre les versants, au vent et sous le vent, par le fœhn et enfin par l'altimétrie.

Ceci établit des analogies et des dissemblances par rapport à d'autres territoires de la portion intertropicale : la continentalité ou l'insularité, mais surtout le caractère des courants supérieurs dominants, jouent un rôle prépondérant dans le déterminisme des situations locales, indépendamment, dans certaines limites, de la distance en latitude qui sépare les territoires entre eux.

Nous verrons avec plus d'ampleur, en parlant de la physionomie bioclimatique des grands territoires physiographiques, si la maîtrise des climats continentaux de cette portion intertropicale de l'Afrique appartient en définitive aux grands courants aériens, à leurs variations saisonnières et à leurs variations géologiques.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- H. HILDEBRANDSSON et L. TEISSERENC DE BORT, *Les bases de la Météorologie dynamique*, t. I et II, Paris, 1900.
- A. WEGENER, *Thermo-dynamik der Atmosphäre*, Leipzig, 1911.
- V. BJERKNES, *Dynamische Meteorologie und Hydrographie*, Braunschweig, 1912.
- CH. GOUTERRAU, Contribution à la climatologie de la mer Rouge. Côtes orientales de l'Afrique. Madagascar. (*La Météorologie*, janvier-février 1925.)
- W. SCHMIDT, *Der Massen Austausch an freier Luft und verwandte Erscheinungen*, Hamburg, 1925.
- N. SHAW, *Manual of Meteorology*, Cambridge, 1926.
- R. GEIGER, *Das Klima der Bodennagen Luftschicht*, Braunschweig, 1927.
- H. THORADE, Vorläufige Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf Meteor. (*Petermans Geographische Mitteilungen*, Gotha 75 vol., 25 février 1929, fasc. 3-4, pp. 65-69.)
- L. WEICKMANN, *Mechanik und Thermodynamik der Atmosphäre. (Lehrbuch der Geophysik, Dr. Gutemberg, 1929.)*
- E. EKHARDT, Untersuchung der jährlichen Schwankungen der Atmosphärischen Zirkulation. (*Met. Zeitschrift*, 1930, pp. 70-74.)
- CH. POISSON, Météorologie de Madagascar. (*Histoire Physique, Naturelle et Politique de Madagascar*, par A. et G. Grandidier, vol. III, Paris, 1930.)
- Les Cyclones tropicaux. (*Académie des Sciences coloniales*, t. V, 1932.)
- P. H. GALLE, *Klimatologie van den Indischen Ocean*, Amsterdam, 19...
- W. G. KENDREW, *Climate. (A treatise on the principles of Weather and Climate*, Oxford, 1930.)
- R. GEIGER et F. WAGNER, Höfewinde vor der Westafrikanischen Küste im Herbst. (*Archiv der Deutschen Seewarte*, 51 Band, n° 2, Hamburg, 1932.)
- A. WAGNER, Zur Aerologie des indischen Monsuns. (*Beitr. Geoph.*, Leipzig, 30, 1931, pp. 196-238.)
- C. E. P. BROOKS and S. T. A. MIRRLEES, A study of the Atmospheric Circulation Africa. (*Met. Office, Geoph. Memoirs*, n° 55, London, 1932.)
- V. BJERKNES, J. BJERKNES, H. SOLBERG, T. BERGERON, *Hydrodynamique physique, avec applications à la Météorologie dynamique*, vol. III, Les Presses Universitaires de France, Paris, 1934.

CHAPITRE V

L'ÉVAPORATION

Les instruments de mesure; l'évaporation journalière; phénomènes qui l'accélèrent; l'évaporation à Tshibinda; variation de l'évaporation avec l'altitude.

Ce facteur du climat est rarement analysé à lui seul. Des auteurs l'étudient ordinairement en fonction des condensations dont il est, dans une certaine mesure, le contrepoids. L'imperfection des instruments de mesure est sans doute la raison de la tendance des auteurs à se soustraire à une discussion approfondie et séparée. Jusqu'à nos jours le problème de la création d'un instrument capable de mesurer le phénomène, dans des conditions semblables à celles qui se vérifient dans la nature, n'est pas encore résolu.

Les tentatives pour y parvenir ont été nombreuses et les théories qui ont essayé de fournir, surtout par le calcul, les éléments de l'investigation sont multiples. Mais si la plupart de ces constructions parviennent à prouver des faits locaux d'observation; elles ne tardent pas à révéler leur propre insuffisance aussitôt qu'on veut les appliquer à la généralité des cas (formules de Stefan, de De Heen, de Schierbeek, de Trabert, de Bigelow, de R. E. Horton et de D. Szymkiewicz). Ainsi les observateurs ont gardé un choix très libre parmi une série d'instruments, chacun paraissant fournir des indications se rapprochant de celles que nous nous proposons de rechercher.

Notre choix, qui pour les raisons exposées dans l'Introduction, ne pouvait se départir d'instruments d'un emploi facile, est tombé sur un *évaporomètre pèse-lettres* du type ordinaire. Les défauts de cet instrument sont trop universellement connus pour qu'il soit nécessaire d'y insister.

L'évaporomètre fut placé sur un pilier en maçonnerie haut de 1^m20 environ, au-dessus du sol et exposé au Nord-Est. La lecture en a été faite trois fois par jour et autant que possible on a eu soin d'annoter ses indica-

tions avant la chute d'une pluie, naturellement quand celle-ci venait à tomber en dehors des heures d'observation. Le volume d'eau du bassin était vérifié rigoureusement chaque soir et le matin à la première observation. Si l'on avait négligé cette précaution, une partie des indications de l'instrument, auquel n'avait été superposé aucune défense contre la pluie, aurait été perdue.

On reproche surtout à ce type d'évaporomètre de fournir des indications trop élevées par rapport à la réalité possible. C'est exact, mais si nous tenons compte: 1° des pertes d'indication, quoique peu importantes mais néanmoins effectives, causées par l'apparition soudaine d'averses que l'observateur n'a pas su prévenir; 2° de la position de la station de Tshibinda, à flanc de montagne, entre un lac à l'Est et un massif forestier important à l'Ouest, ces deux surfaces comportant une évaporation active; 3° d'une atmosphère presque normalement turbulente par suite de l'exposition aux courants orientaux, et 4° de l'action des mouvements de convection, les résultats obtenus peuvent être acceptés comme fournissant une *indication* d'une certaine approximation. Cette même considération, jointe à l'importance que le phénomène d'évaporation a en lui-même, dans ce climat équatorial de montagne, nous a, d'autre part, persuadé de l'utilité de l'examen séparé.

Le lac Kivu, dont les eaux de surface ont une température annuelle qui voisine 20°-22° (analogue à celle de la mer Rouge), entretient une évaporation certainement intense. La région entière du « fossé » est partagée en une portion occidentale, à laquelle s'ajoute la zone de pourtour du lac située « sous le vent », où l'évaporation effective est forte, alimentée en bas par le lac et sur les montagnes par la forêt, et une portion orientale, située à l'Est de la dorsale du Ruanda, où la dénudation générale du territoire et la qualité de ses terres doivent entretenir une évaporation effective moindre, quoique celle-ci ait vraisemblablement une intensité unitaire plus forte. Si l'on ne tient pas compte provisoirement des différenciations locales produites par la nature diverse du sol, nous pouvons présumer que les résultats de la station de Tshibinda représentent la quantité approximative de vapeur d'eau fournie par les surfaces évaporantes de toute la région occidentale des dorsales Congo-Nil. On ne doit pas oublier qu'à l'alimentation de ces masses de vapeur d'eau, fournies à l'atmosphère,

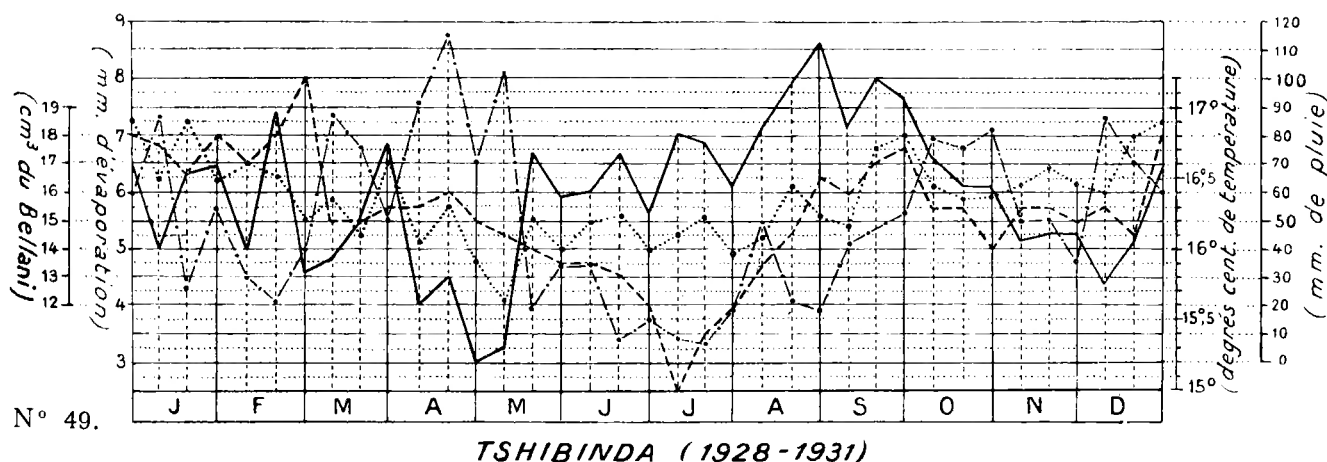
participent puissamment les courants de convection, prenant naissance au-dessus du lac et sur les pentes des montagnes, particulièrement actifs sur toute l'exposition orientale.

Lequel des éléments du climat local influence plus fortement l'évaporation? L'imperfection des instruments, les observations limitées à une seule station dont les caractéristiques ne peuvent être généralisées à toute la région, l'impossibilité d'établir des comparaisons avec des régions similaires, à cause des types divers d'instruments employés, sont des raisons suffisantes pour justifier l'adoption d'une réserve prudente. Toutefois nous essaierons de dégager quelques considérations de l'ensemble de nos connaissances acquises sur le climat.

L'ÉVAPORATION JOURNALIÈRE suit assez fidèlement la marche diurne de la température. Tous les auteurs s'accordent sur ce point. Comme l'amplitude thermique moyenne est forte, l'évaporation peut atteindre au cours de la journée des valeurs importantes. Par contre, on ne saurait établir un parallélisme analogue avec la marche annuelle de la température. Celle-ci a une faible variation saisonnière, tandis que l'évaporation différencie, au cours de l'année, des minima et des maxima assez éloignés. Pendant la grande saison sèche du solstice boréal elle atteint un maximum qui est en nette opposition avec le minimum de température qui se produit à cette époque de l'année.

Une concordance plus étroite paraît exister avec la marche annuelle de la *radiation*. Celle-ci, soumise à son tour au *degré de transparence* de l'atmosphère, montre par ses oscillations l'intensité à laquelle se produisent d'autres phénomènes climatiques, liés étroitement à ce que nous appelons la transparence de l'air. Nous voulons parler du degré d'humidité relative; de la proportion de nébulosité; de la durée de l'insolation; enfin, des précipitations qui sont en quelque sorte le produit final de l'action réciproque des éléments mentionnés. Ainsi nous avons construit un climogramme qui puisse donner une représentation visuelle des rapports intervenant entre les facteurs essentiels du climat. Pour ne pas charger le graphique, nous avons omis les courbes d'insolation, de nébulosité et d'humidité relative. Nous les résumons et les représentons dans une certaine mesure par la courbe des précipitations. Si l'on examine le climo-

gramme ainsi construit, on verra que l'évaporation suit assez fidèlement l'état de transparence de l'atmosphère. C'est cet état qui permet à la radiation de produire tous ses effets, de marquer son influence en rapport avec les inclinaisons diverses du soleil.



CLIMOGRAMME DE L'ÉVAPORATION (—) PAR RAPPORT À LA TEMPÉRATURE MOYENNE (----),
À LA RADIATION MOYENNE (.....) ET AUX PRÉCIPITATIONS (— — —).

La radiation, sous ces latitudes équatoriales, est la cause première des principaux mouvements de l'air et de la turbulence des strates au contact du sol. Or, ces mouvements, dans leur ensemble, qu'il s'agisse de la turbulence, de la convection ou de courants accidentels produits par des perturbations, ont une influence bien nette sur l'évaporation.

Nous n'avons pas besoin de rappeler les lois physiques qui président à l'augmentation des mouvements moléculaires d'une masse liquide. Le renouvellement permanent de masses d'air à température et à humidité constantes (ce qui est une expression plutôt théorique) ou variables (ce qui est la règle) produit une augmentation d'évaporation. Cet effet atteint son maximum au-dessus des ceintures tropicales, dans lesquelles la raréfaction de l'humidité confère à l'atmosphère un pouvoir quasi illimité de diffusion pour la vapeur d'eau. Les causes qui entretiennent une raréfaction de la vapeur d'eau dans l'air, en d'autres termes qui font obstacle à l'apport de vapeur d'eau et provoquent une évaporation excessive des surfaces liquides (évaporation qui ne constitue qu'une image théorique de mesure instrumentale), déterminent un état général aride, que nous retrouvons

même dans la ceinture équatoriale. Ces causes s'exercent dans le sens horizontal (de l'étendue territoriale) et dans le sens vertical ou de l'altitude. Nous y reviendrons en faisant une discrimination bioclimatique de nos régions.

Notre attention a été attirée par une accélération de l'évaporation, provoquée par ces vents, généralement de courte durée et irréguliers, que nous avons nommés « rafales ». Au chapitre IV nous avons donné une liste de rafales, choisies parmi celles qui nous semblèrent les plus intéressantes au cours de la période 1928-1931, et nous avons examiné leur rapport avec la température, l'humidité et la radiation. Nous puiserons dans la même liste les deux exemples que nous citerons pour prouver l'augmentation d'évaporation concomitante à l'apparition des rafales.

Ce phénomène a été étudié par W. Schmidt, qui a démontré que même les vents relativement faibles provoquent une augmentation d'évaporation par leur variation de vitesse. La plus grande diffusion apparente de la vapeur d'eau, amenée par l'altération des propriétés physiques des surfaces évaporantes et la diversité des masses d'air renouvelées par la turbulence, s'accroît, d'après M. Bossolasco ⁽¹⁾, proportionnellement à un coefficient qu'il a appelé « *concambio* » (interchange).

Nous avons observé que les petits mouvements de convection au-dessus des diverses surfaces du sol (forêt ou brousse; prairies à herbes courtes ou surfaces dénudées, etc.), ainsi que la grande convection dans l'air libre, sont plus actifs sur l'exposition orientale et sur l'exposition Sud, bénéficiant d'un plus grand nombre d'heures d'insolation pendant lesquelles la transparence de l'atmosphère est plus forte (voir diagramme de l'insolation journalière à Tshibinda au chapitre II).

La brise de vallée ou du lac, courant faible dont l'augmentation de vitesse est connexe à l'état du ciel et à la formation plus ou moins rapide du plafond d'orage, ne paraît pas exercer une action importante dans le processus d'accélération de l'évaporation. Son action est plutôt indirecte, pour autant qu'elle participe à l'entretien des tourbillons de convection.

Les vents (rafales) qui par la suite de la formation de fronts d'orage soufflent d'une direction ou de l'autre avec une vitesse très variable, à

⁽¹⁾ M. BOSSOLASCO, *Il concambio di masse nella libera atmosfera*. (L'AEROTECNICA, vol. VIII, 1928, n° 10.)

l'allure parfois de bouffées (les pulsations du vent), exercent sous ce climat, pourtant humide, une action stimulante qui nous paraît indéniable. Les conclusions de Schmidt et de Bossolasco trouvent une nouvelle confirmation dans ces régions équatoriales de haute montagne.

Le 20 novembre 1928, le vent de Nord-Est qui à 8 heures avait une vitesse horaire de 17 kilomètres, atteignait à 11 heures une vitesse de 50 km./h. et la maintint jusqu'à 1 heure de l'après-midi, heure à laquelle il tourna à l'Est. Le ciel, couvert pendant la matinée, se découvrit de moitié autour du maximum thermique. La température, après le passage du maximum d'intensité de la rafale, baissa de 5° entre 13 et 14 heures, passant de 20° (maxima de la journée) à 15°. L'humidité relative, qui se maintint à 68 % au cours de la rafale, augmenta parallèlement à la baisse de température, à 98 %. L'évaporation, qui à 8 heures était égale à 0^{mm}1 était à 14 heures de 5^{mm}2. A 18 heures elle avait monté à 6^{mm}4. La durée de l'insolation avait été de 5 h. 15. Dans des conditions similaires de température et de nébulosité, en l'absence de rafale, l'évaporation n'aurait pas dépassé 4 mm. à la même époque.

Le 18 janvier 1930, le ciel se maintint couvert toute la journée; la température moyenne ne dépassa pas 16°,5 et le pour cent d'humidité se maintint autour de 73. Les conditions générales du temps n'étaient pas favorables à l'évaporation. Le vent d'Est-Sud-Est, qui à midi avait une vitesse de 4 km./h., augmenta brusquement atteignant 32 km./h. à 14 heures. La chute de température fut de 3°,5 et précéda le maximum de la rafale. L'évaporation, qui pendant toute la matinée n'avait pas dépassé cinq dixièmes de millimètre, était à 14 heures égale à 3^{mm}3. Le soir, à 18 heures, elle avait augmenté et était à 4^{mm}2.

Si les deux exemples cités, et que nous aurions pu multiplier, paraissent fournir la preuve de l'effet accélérateur des rafales sur l'évaporation, nous ne pouvons pas offrir une étude plus détaillée d'observations systématiques entre ces différents phénomènes.

Nos déplacements forcés, qui nous obligeaient à des absences fréquentes et prolongées, ont limité notre investigation, même quand l'observation à elle seule nous signalait l'intérêt d'une application méthodique. L'étude reste ouverte pour voir l'intensité diverse que l'action des vents accidentels acquiert sur l'évaporation, quand les conditions de station se

présentent sous un aspect différent. Son importance ne peut être méconnue pour contribuer à la connaissance de la distribution des types phytogéographiques.

Une question qui surgit naturellement maintenant est de savoir quel est le taux d'évaporation à Tshibinda. Il faut pouvoir établir des comparaisons avec d'autres régions analogues connues, pour qu'une indication numérique acquière une signification concrète. D'autre part, une comparaison n'a de valeur qu'entre des résultats obtenus par les mêmes moyens d'investigation, en d'autres termes, par les mêmes instruments. Si nous devons nous tenir à ce principe de probité scientifique, bien peu des mesures d'évaporation prises dans les pays scientifiquement moins doués garderaient leur valeur. Ainsi, comme nous l'avons dit au début, nous n'attribuons à nos propres mesures qu'une valeur indicative, qui sert tout de même à évaluer avec une certaine approximation cet élément important du climat.

L'évaporomètre employé à Tshibinda donne une évaporation totale annuelle moyenne de l'ordre de 2,150 mm., chiffre indubitablement supérieur au réel, pour la station, qui n'enregistre qu'une pluviosité moyenne de 1,800 mm. Il faut pourtant tenir compte que Tshibinda voisine le niveau des précipitations maxima, où l'on atteint une moyenne annuelle de 2,300 mm. Les courants de convection particulièrement actifs sur le pourtour du lac et en particulier sur l'exposition orientale apportent pendant une grande partie de l'année des masses considérables de vapeur d'eau, fournies par l'évaporation du lac. Si l'on admet le bien-fondé de ces considérations et si l'on tient compte des immenses étendues forestières qui rejoignent de l'Ouest la ligne moyenne du faîte et la dépassent en certains points jusqu'à s'approcher des rives du lac, la mesure d'évaporation obtenue à Tshibinda peut être retenue comme une indication de l'activité évaporante, par conséquent de l'évaporation effective de toute la dorsale congolaise du fossé tectonique, présentant des conditions analogues de station et de sol.

Nous ignorons encore tout ce qui concerne le débit des rivières se déversant dans le lac et de la perte d'eau annuelle du lac par suite de l'évaporation, de sorte que tout calcul voulant établir un bilan des eaux est pour le moment impossible.

Le niveau du lac est soumis à des fluctuations annuelles. Des mesures ont été opérées pendant quelques mois par une Compagnie d'entreprises industrielles. Le lac a varié de niveau au cours de périodes récentes. Cela se révèle par les incrustations calcaires déposées sur les rives rocheuses et surtout par les dépôts travertineux formés autour de roseaux occupant jadis le bord de certaines plages et aujourd'hui enfouis sous des strates d'argile. Nous reviendrons sur l'argument dans la seconde partie de notre exposé. Actuellement nulle autre mesure ne peut apporter une contribution réelle à ces premiers résultats de l'observation météorologique.

L'évaporation à Tshibinda n'est pas éloignée de celle des mers équatoriales, indiquée par les auteurs en 2,300 mm. annuels. On donne 2,130 mm. à Sainte-Hélène, dans l'Atlantique; 2,320 mm. à Madras, dans l'océan Indien; 3,520 mm. à Cumana.

Sur les hauts plateaux dénudés situés à l'Est du Kivu et du Tanganyika, ayant ordinairement des températures extrêmes, plus importantes à parité d'altitude et de conditions générales de station, l'évaporation effective est vraisemblablement moindre à défaut de surfaces capables de forte évaporation et surtout à défaut de la matière première à évaporer; mais l'*évaporation théorique* y est plus considérable. Par l'expression « évaporation théorique » nous voulons signifier la perte de vapeur d'eau à laquelle est soumise une surface humide (un volume d'eau déterminé; un volume de terrain choisi, etc.) par rapport à la même surface considérée dans une station de la dorsale congolaise.

Nous pouvons concrétiser ce concept, qui, faute de mesures instrumentales, demeure partiellement une abstraction, en nous rapportant à l'évaporation des contrées steppiques et désertiques. Pour les steppes du Turkestan, appartenant aux latitudes moyennes, les auteurs signalent une évaporation annuelle équivalente à deux mètres d'eau. Dans les déserts du Sahara et de l'Arabie, les mesures données par les instruments atteignent des chiffres insoupçonnés.

Des mesures obtenues avec l'évaporomètre de Piche signalent 5,930 mm. à Wadi Halfa; 5,990 mm. à Merowe; 6,015 mm. à Khartoum et 6,270 à Atbara (¹).

(¹) Cairo, PHYSICAL DEPT., *Climatological normals for Egypt and the Sudan, Candia, Cyprus and Abyssinia*, Cairo, 1922.

Les études de R. Turstig (*Verdunstung auf dem Nil bei Khartum*, METEOR. ZEITSCH., 1912, p. 454) ont mis en lumière l'influence prépondérante du vent sur l'évaporation, bien connue de tous ceux qui ont vécu dans le Nord de l'Afrique. Au fur et à mesure que l'humidité de l'air diminue, la nébulosité diminue également et augmente en conséquence la durée de l'insolation, l'action stimulante du vent devenant dominante. Les dernières recherches de W. Gorczynski tendent à mettre en lumière la part importante qui revient aux ondes diverses de la radiation solaire dans le processus d'évaporation. Ceci est très important pour l'investigation climatique des territoires de haute altitude de cette portion équatoriale de l'Afrique. Nous reprendrons l'argument par la suite.

Il nous a paru intéressant de pousser l'investigation sur *la variation de l'évaporation avec l'altitude*. N'ayant d'évaporomètre qu'à la station centrale de Tshibinda, nous nous prévaudrons de la différence $t-t'$ (thermomètre sec; thermomètre mouillé) comme d'une valeur de proportionnalité pour établir l'activité évaporante auprès de stations situées à des altitudes diverses. Les stations secondaires n'ayant pas poursuivi trois lectures par jour du psychromètre, comme à Tshibinda, nous sommes obligé de nous contenter de la seule observation de 8 heures. C'est peu, mais ce sera tout de même suffisant pour nous faire une idée approximative du comportement de cet élément avec l'augmentation de l'altitude.

Nous nous rendons bien compte que maintes conditions locales influencent l'évaporation dans un sens ou dans l'autre, avec une intensité également variable. Un cas idéal se présenterait s'il existait un certain nombre de stations, échelonnées sur un même versant et dans des conditions analogues de terrain.

Les stations que nous choisissons ne satisfont pas à ces conditions idéales : Uvira, près de la rive du Tanganyka, a une exposition Sud et est protégée au Nord par de hautes montagnes semi-arides; Busangania et Tshibinda appartenant au Kivu, ont une même exposition orientale, mais l'une est dans le fond d'une vallée longitudinale pas très large, l'autre est sur la côte de la montagne.

Ci-après nous donnons un tableau qui reproduit les moyennes de la différence $t-t'$ pour chaque mois et les moyennes mensuelles pour la période entière d'observation.

UVIRA. — 800 mètres.

J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année.
—	—	—	—	—	—	1.91	2.51	2.49	1.84	1.77	1.71	1928
1.46	1.52	1.35	1.31	1.55	2.01	—	1.79	1.81	—	0.98	1.41	1929
1.09	1.12	1.13	1.08	1.64	1.36	2.03	1.99	1.48	1.57	1.12	1.25	1930
1.50	1.47	1.24	1.14	1.86	2.19	2.16	2.24	1.74	1.53	1.26	1.32	1931
1.35	1.27	1.24	1.51	1.68	1.85	2.03	2.13	1.88	1.65	1.28	1.42	moyenne des 4 années.

BUSANGANIA. — 1,610 mètres.

1.59	2.15	1.78	1.56	1.92	1.85	2.80	3.88	3.20	2.46	2.13	1.89	1928
1.49	1.55	1.39	1.21	1.66	1.80	1.91	3.53	3.27	2.15	2.45	2.01	1929
1.68	1.99	1.65	1.27	1.99	2.47	4.46	4.06	3.22	2.57	2.01	1.90	1930
1.86	2.22	2.06	2.03	2.35	2.15	3.06	4.04	3.11	2.65	1.93	1.75	1931
1.65	1.98	1.72	1.52	1.98	2.07	3.06	3.88	3.20	2.46	2.13	1.89	moyenne des 4 années.

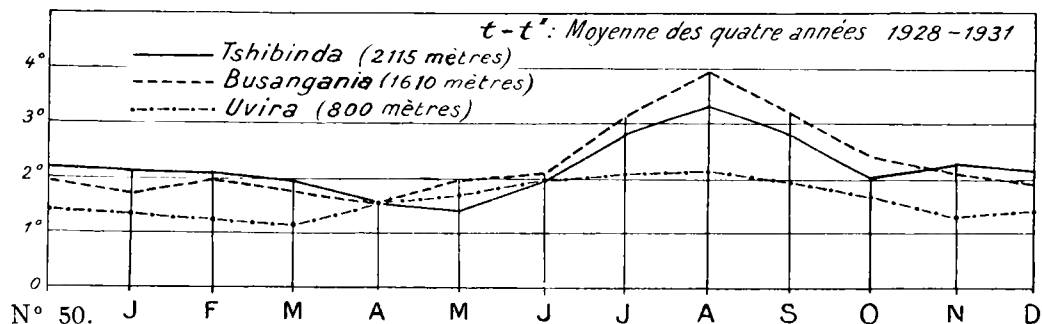
TSHIBINDA. — 2,115 mètres.

2.12	1.91	1.72	1.40	1.06	2.20	2.60	3.33	2.72	1.92	2.40	2.19	1928
2.27	2.39	1.83	1.04	1.68	1.90	2.83	3.66	3.32	2.06	2.01	2.36	1929
1.85	1.75	1.55	1.73	1.39	1.51	2.59	2.59	1.92	2.02	2.03	2.26	1930
2.09	2.18	2.29	1.86	1.51	1.77	2.91	3.44	3.07	2.09	2.39	1.73	1931
2.08	2.06	1.85	1.51	1.41	1.34	2.76	3.25	2.76	2.02	2.21	2.14	moyenne des 4 années.

Le graphique n° 50 complète le tableau, donnant une représentation visuelle de la signification des chiffres.

Si une comparaison entre les trois stations était à la rigueur impossible, à cause de leur situation topographique trop différente, on peut tout de même en déduire que l'évaporation, exprimée par l'indice $t-t'$, paraît augmenter avec l'altitude, jusqu'à un niveau limite qu'il nous est impossible de préciser, n'ayant pas de station psychrométrique au-dessus de Tshibinda.

Peut-être la hausse rapide de la température, le matin peu après le lever du soleil, a-t-elle pour effet cette augmentation de l'évaporation avec l'altitude et qui à première vue paraît une anomalie. D'autre part, les trois courbes d'évaporation s'accordent avec la valeur de l'oscillation totale, qui est de 15°,2 à Uvira; 17°,5 à Tshibinda et 19°,2 à Busangania.



L'oscillation thermique la plus forte, présupposant des condensations nocturnes abondantes (ce qui arrive, par exemple, à Busangania, à cause de sa position au fond de la vallée), nous fait supposer une liaison effective entre la stagnation d'humidité abondante près du sol, sous forme de brouillard ou de rosée, et l'évaporation de 8 heures, activée par la hausse rapide de la température matinale, bien caractéristique aux tropiques.

Il est fort possible que si nous avions pu étendre la comparaison entre l'observation de 14 heures de $t-t'$, l'indice d'évaporation aurait changé de rapport entre les trois stations. Ce qui nous paraît assez probable, c'est que l'intensité évaporante est, dans une certaine mesure, indépendante de l'isotherme annuel, quand il ne s'agit pas de terrains dénudés.

Sur le régime d'évaporation des hauts sommets, nous ne pouvons malheureusement rien dire. Si l'évaporation doit y être faible, par l'effet de la basse température et de l'état fréquent de saturation, à laquelle ils sont soumis par suite de la formation ou de l'arrivée des nuages, il faut retenir qu'à cause de la raréfaction de l'air, le pouvoir diffusif de la vapeur d'eau y est très fort et que pendant la durée des éclaircies permettant une radiation directe, extrêmement intense, l'évaporation doit y être parallèlement exaltée.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- W. KOPP, Studien ueber den Einfluss von Dunst und Wolkenschichten auf die thermische Structur der Atmosphaere. (*Beitrage zur Physik der freien Atmosphaere*, Leipzig, vol. XV, 1929, pp. 264-270.)
- D. SZYMKIEWICZ, Études climatologiques. XVI, Sur les mesures de l'évaporation dans les montagnes. (*Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, Warszawa, 1930.)
- N. SZWEIKOWSKI, Einfluss des Windes auf die Verdunstung... (*Geol. Beiträge z. Geophysik*, Bd. 24, 1929, p. 293.)
- H. VON DEN BORNE, Verdunstungsstudien. (*Annalen der Hydrographie*, vol. 58, décembre 1930, pp. 409-427, Hamburg.)
- HIRATA, Au sujet des mesures de l'évaporation. (*La Météorologie*, janvier-juin 1930.)
- M. BOSSOLASCO, Condensazione ed evaporazione. Nota prima. (*La Meteorologia pratica*, 1930, pp. 143-151, Perugia.)
-

CHAPITRE VI

L'HUMIDITÉ ATMOSPHERIQUE

Distribution géographique et topographique de l'humidité; l'humidité spécifique; l'humidité relative; variation diurne de l'humidité relative; variation saisonnière de l'humidité relative; la variation annuelle.

Nous avons essayé de pousser l'investigation de cet élément du climat dans le plus grand nombre possible de stations, choisies parmi celles qui étaient installées dans des situations topographiques qui nous paraissaient intéressantes.

Là où il nous était impossible de trop demander à l'observateur, nous nous sommes aidé par le placement de quelques hygromètres enregistreurs. Comme cela est dans l'ordre des choses humaines, les résultats n'ont pas été ceux que nous aurions voulu. Néanmoins, les deux stations les plus importantes et les plus caractéristiques du réseau, *Tshibinda* et *Kabgayé*, ont fourni des séries complètes d'observations psychrométriques, doublées de l'enregistrement d'un hygrographe. Des stations secondaires, telles qu'*Uvira*, sur le lac Tanganyka; *Busangania*, station de moyenne altitude de la rive occidentale du Kivu; *Rubengera*, station de fœhn de la rive orientale, ont fourni des séries psychrométriques, limitées à une ou deux observations par jour. *Lulenga*, station des volcans Mufumbiru, a fourni trois observations, mais le fonctionnement de l'enregistreur n'a pas été parfait. *Bobandana*, sur la rive même du lac, est la seule station où le relevé ait été obtenu avec l'enregistreur seulement.

Le psychromètre employé a été du type le plus simple : deux thermomètres suspendus au milieu de l'abri en des conditions parfaites d'aération et dont l'un avait son bulbe enveloppé d'une mousseline, que l'observateur avait soin de mouiller un quart d'heure avant la lecture des thermomètres. Dans les stations où l'observation était doublée d'un enregistreur, ce dernier et le psychromètre étaient vérifiés et comparés périodiquement. Nous présumons ainsi que les séries d'observations que nous

présentons et desquelles nous tirons une partie de nos considérations offrent une garantie suffisante de véridicité.

Pour l'évaluation du climat, *l'humidité relative*, c'est-à-dire le rapport entre la tension de la vapeur d'eau à une température donnée, et la tension maxima à la même température, est celle qui intéresse le plus, parce qu'elle influence directement et immédiatement le monde biologique. Subsidiairement, en vue surtout des comparaisons indispensables avec d'autres stations de la zone équatoriale ou des latitudes moyennes, nous indiquons l'humidité spécifique des stations principales du réseau.

La distribution de l'humidité est sujette à des conditions multiples : à la position continentale, à la situation topographique, à l'altitude, à l'exposition et par conséquent à l'influence des courants supérieurs, etc., causes qui modifient partiellement le régime des températures qui sont étroitement liées au régime de l'humidité.

Malgré le petit nombre de stations qui ont fourni des renseignements suffisants, il est possible de dégager des conditions générales de milieu. Le fossé tectonique sépare une région occidentale plus humide, dans laquelle l'humidité de l'air augmente vraisemblablement au-dessus de la cuvette forestière du Congo et à l'approche de l'influence des moussons de l'océan Atlantique, d'une région orientale qui s'étend jusqu'à l'océan Indien, avec des variantes locales déterminées par le relief.

Il y a peut-être lieu de croire à une distribution diverse de l'humidité spécifique au-dessus des pentes de montagne, par rapport à l'augmentation de l'altitude. L'humidité de l'air décroît probablement assez rapidement au-dessus du niveau inférieur du plafond nuageux, mais cela n'a pas beaucoup d'importance pour la vie végétale, du point de vue de l'« humidité ». La véritable importance d'une telle diminution est surtout dans l'accroissement de la transparence de l'air, par conséquent dans son moindre pouvoir d'absorption.

Ce qui paraît exercer une influence locale réelle, c'est la topographie du sol, à laquelle se superpose souvent la situation de la station, par rapport aux courants supérieurs dominants. L'humidité spécifique est probablement plus élevée à proximité du niveau inférieur du plafond nuageux, ce qui est facilement compréhensible et parallèlement dans les endroits soumis à l'influence du tourbillon permanent, sous le vent des grandes

montagnes ou des grandes chaînes de barrage. Il y a dans ces positions particulières une accumulation forcée et localisée d'humidité, produite par la circulation des courants.

Peut-être aussi l'air au-dessus des grands bassins fermés, constitués par les lacs qui occupent le fossé tectonique du centre africain, est-il plus humide que l'air environnant. C'est une hypothèse que nous formulons, car nous ne possédons à ce propos que des renseignements trop particuliers. Des considérations intéressantes se dégagent toutefois des mesures d'humidité spécifique (le poids en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air) des trois stations principales de notre réseau : Lulenga, station sous le vent du Mikenô; Kabgaye, station au centre des hauts plateaux du Ruanda; Tshibinda, station des pentes au vent de la dorsale congolaise, à proximité de la forêt dense. Nous indiquons ci-dessous les trois stations par ordre croissant d'altitude.

HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE (1928-1931) (¹).

STATIONS.	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.
<i>Lulenga</i> (sous le vent, 1.800 mètres alt.).	13.3	13.3	14.1	14.3	14.1	13.4	12.6	12.7	13.1	13.1	12.7	12.7
<i>Kabgaye</i> (hauts plateaux 1.867 mètres alt.).	12.4	12.2	12.9	13.0	12.6	11.3	10.1	10.0	11.6	12.1	12.2	12.3
<i>Tshibinda</i> (au vent, 2.115 mètres alt.).	12.3	12.7	12.8	13.1	12.7	12.0	11.0	10.9	11.7	12.4	12.3	12.7

Le tableau met bien en évidence une différence peu sensible, mais néanmoins réelle, entre les stations par rapport à leur position topographique et nous n'avons pas besoin d'y insister davantage. La teneur d'humidité de l'air, dans les divers mois de l'année, révèle les écarts saisonniers qui paraissent en accord avec la marche de la radiation. Il suffit de comparer le tableau avec le diagramme de la radiation à Tshibinda (chapitre I^{er}) pour saisir cette corrélation. Nous indiquons le diagramme de Tshibinda et nous ne mentionnons pas celui de Lulenga, parce que dans la première station la courbe reproduit l'allure véritable de cet élément, tan-

(¹) Le calcul a été fait pour une pression moyenne de 810 mb. à Lulenga; de 800 mb. à Kabgaye et de 780 mb. à Tshibinda.

dis que dans la seconde elle est fortement troublée par la présence du tourbillon sous le vent.

La corrélation semble s'établir également avec la marche annuelle de la température, qui présente, comme la courbe de radiation, les trois maxima (un principal et deux secondaires) et le minimum unique bien caractéristique du régime thermique de ces régions.

Le fait le plus important qui se dégage de nos mesures d'humidité spécifique est la pauvreté relative de l'air en vapeur d'eau dans cette partie du Centre Africain, par rapport à l'air au-dessus des terres insulaires et des océans de la bande équatoriale. Le rapport est approximativement du simple au double. D'autre part, il est surprenant de constater combien l'air équatorial du Centre Africain est à peine plus riche en vapeur d'eau que l'air de l'Europe occidentale. Ceci nous prouve incontestablement que si sur cette partie du continent, la forte altitude du relief devait cesser d'agir, surtout par l'abaissement général des températures, une aridité comparable au régime tropical soudanien, d'une part et au régime tropical du Katanga et de la Rhodésie du Nord, d'autre part, s'établirait sans solution de continuité.

Le système des hautes dorsales Congo-Nil entretient donc un climat d'exception par rapport au climat général de l'Est Africain, auquel appartient, orographiquement et aussi climatologiquement, cette partie centrale du continent.

Une dernière observation, non dépourvue d'intérêt, est la constance effective de l'humidité spécifique au cours de l'année, les différences saisonnières étant de faible entité.

Et maintenant examinons, avec quelques détails, le régime de l'*humidité relative*.

La VARIATION DIURNE suit évidemment une oscillation inverse de celle de la température. Au chapitre III nous avons vu en quelles proportions cette oscillation augmente ou diminue son amplitude sous l'influence de l'exposition, de l'altitude et du fœhn. Comme il fallait s'y attendre, la variation du pourcentage d'humidité est la plus importante dans toute la partie orientale du fossé tectonique et au-dessus des surfaces peu accidentées, dont l'inclinaison est la plus proche de l'horizontale.

Un exemple est constitué par la station de Kabgaye, au centre des

hauts plateaux du Ruanda. Nous croyons qu'il est très probable que plus à l'Est, au fur et à mesure que le massif baisse en direction du Victoria-Nyanza (la zone des célèbres famines), l'oscillation de l'humidité relative, particulièrement sur l'exposition au vent, devient très forte, jusqu'à atteindre des valeurs analogues à celles enregistrées par les régions semi-désertiques. Ici ce régime que nous appellerons pseudo-désertique ne se manifeste qu'au cours de la grande saison sèche, pendant cinq mois de l'année, exceptionnellement six mois. Par contre, dans les contrées désertiques, il est à peu près constant toute l'année, ce qui constitue une différence essentielle.

Une autre distinction importante concerne *la durée* du minimum d'humidité relative, au cours de la journée. Pendant la saison sèche ce minimum se prolonge de quelques heures, en correspondance du maximum thermique, tandis qu'il est de très courte durée et atteint des limites moins importantes pendant la saison des pluies. Dans les contrées désertiques, au contraire, il persiste pendant une bonne partie de la journée.

Ceci est très important pour la vie végétale. Celui qui voudrait envisager l'introduction de cultures économiques en des régions soumises à un tel régime doit en tenir compte. La même considération est valable dans l'étude des formes de la végétation spontanée.

Sur les rives du lac la variation du pourcentage d'humidité demeure forte. Il faut croire qu'en correspondance du maximum thermique, la vapeur d'eau produite par l'évaporation du lac, entraînée immédiatement par les courants de convection (subsidiairement par la brise de vallée) au-dessus des pentes des montagnes, n'est pas suffisante pour saturer l'air au-dessus des rives mêmes. La vitesse avec laquelle la vapeur d'eau est élevée par les courants verticaux n'est plus compensée, à un certain moment de la journée, par l'accélération correspondante de l'évaporation. C'est à ce moment que se place le minimum d'humidité relative de la journée et, chose apparemment curieuse, ce minimum est le plus bas sur les rives du lac et sur les hauts plateaux. L'heure à laquelle il se manifeste varie d'une station à l'autre, mais en général l'heure moyenne est comprise entre 12 et 15 heures.

Pendant toute la journée, l'humidité relative est la plus forte sur les pentes des montagnes et sa proportion augmente jusqu'au-dessus du niveau des précipitations maxima.

Voici la variation diurne de l'humidité relative de certaines stations, choisies par rapport à l'altitude et à leur situation topographique :

STATIONS.	Heures et pourcentage d'humidité relative.								
	4	6	8	12	13	14	15	18	23
<i>Kissenye</i> (rive nord du lac Kivu, alt. 1,480 m.)	—	80	—	—	—	—	39	—	80
<i>Bobandana</i> (rive du lac Kivu, alt. 1,540 m.)	—	89	—	—	39	—	39	—	89
<i>Kahgaye</i> (hauts plateaux du Ruanda, alt. 1,867 m.)	90	90	73	57	—	38	—	69	—
<i>Tshibinda</i> (station des pentes orientales, alt. 2,115 m.)	—	97	80	56	—	69	—	84	97

L'*oscillation* du pourcentage d'humidité diminue avec la progression de l'altitude, comme le tableau le fait clairement apparaître. Mais il est fort probable que cette tendance à l'uniformité cesse quand on atteint un niveau-limite, que nous croyons pouvoir identifier avec le niveau inférieur moyen du plafond nuageux. Au-dessus de ce niveau l'oscillation subirait un régime inverse ⁽¹⁾.

En parlant de la température des hauts sommets, nous avons montré son extraordinaire instabilité. L'humidité relative en est évidemment influencée constamment et elle subit des écarts parfois importants.

Voici un diagramme obtenu à la selle Mukuru, à 4,000 mètres d'altitude, du 17 au 24 février 1930. L'enregistreur était placé à 0^m40 au-dessus du sol. Ce psychrogramme doit être comparé avec le diagramme de température n° 41, obtenu également à Mukuru du 17 au 21 février 1930.

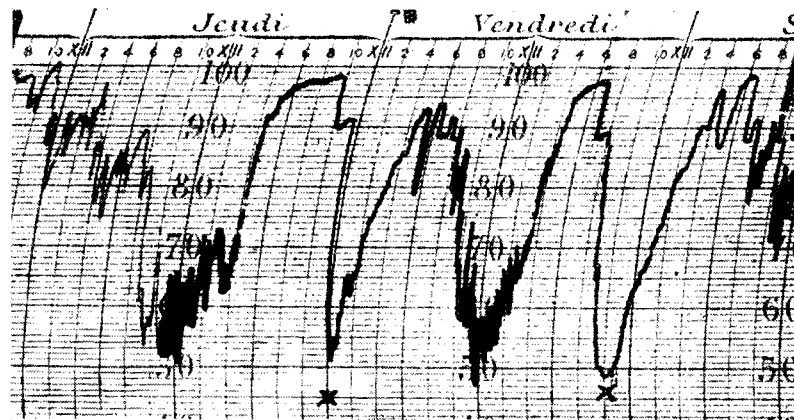
Incidemment nous faisons remarquer comment les deux minima nocturnes du 20-21 et du 21-22 février, au cours desquels l'humidité passa très rapidement d'un état de quasi-saturation à 50 %, correspondent à ce

⁽¹⁾ Junghuhn observa qu'au sommet du volcan Slamet, à Java (3,374 m. d'alt.), l'humidité relative varia en moins de 24 heures entre 13 % et 100 % ; sur le sommet du Semeru (11,480 pieds) elle oscilla en 45 heures, entre 35 % et 5 %.

Étudiant la sécheresse sur ce dernier sommet, le plus élevé de l'île, l'observateur remarqua que les Javanais tissaient, pour en faire des nattes, les feuilles de *Pandanus*, qui étaient devenues très flexibles déjà à 5,000 pieds au-dessous du sommet.

violent phénomène de fœhn que nous avons relaté au chapitre III et qui faillit détruire notre campement.

Les stations diffèrent non seulement par l'heure à laquelle se placent le minimum et le maximum diurnes, mais aussi par la durée respective de l'un et de l'autre. D'après le tableau précédent, le minimum diurne paraît anticiper dans les stations plus élevées et retarder dans les stations plus basses; le maximum aurait un ordre inverse dans certaines conditions. Sur les pentes des montagnes, immédiatement après le coucher du soleil, on a souvent un abaissement plus rapide de température et l'air est plus humide par la vapeur d'eau que les courants de convection y ont accu-



N° 51. — Camp de Mukuru (Karisimbi). — Psychrogramme du 20 au 22 février 1930. Les deux minima nocturnes (x) correspondent au fœhn.

mulée pendant la journée. Le maximum d'humidité relative y est alors stabilisé dès les premières heures de la nuit. Les brouillards fréquents qui apparaissent au-dessus des lignes de faîtage et qui ne disparaissent généralement qu'à l'apparition de la brise de montagne en sont une preuve.

Sur les hauts plateaux, au-dessus desquels l'air est plus pauvre en vapeur d'eau et y est en même temps plus transparent, l'intensité croissante du rayonnement du sol au cours de la nuit peut fournir une explication au retard dans l'apparition du maximum d'humidité relative.

La durée du minimum est la plus forte, comme nous l'avons dit, dans les territoires moins pluvieux de l'Est, tandis qu'elle est très courte au-dessus des pentes des montagnes, près des forêts et, certainement, dans

les endroits humides situés sous le vent des chaînes faîtières. Le dessèchement progressif de l'air, au cours de la saison sèche solsticiale, au-dessus du terrain qui lui-même a été fortement appauvri de ses réserves d'humidité, et où n'intervient pas l'évaporation des forêts, des marécages ou d'autres surfaces humides, peut expliquer, au moins en partie, la longue durée du minimum dans les territoires de l'Est, pendant les mois les plus secs. Il est certain que, même dans ce cas, forêts, marécages, etc., n'acquièrent une action quelconque que si des accidents du sol peuvent empêcher que la vapeur d'eau, fournie par les surfaces évaporantes, soit dispersée par les courants de convection et par le brassage d'air qui s'opère constamment dans les couches les plus élevées de l'atmosphère.

Le maximum reste à peu près inaltéré pendant toute la nuit. Les stations élevées de pente, à proximité de la forêt, gardent un état proche de la saturation peu après le coucher jusqu'au lever du soleil; les stations de la rive du lac n'atteignent la plus forte humidité que plus tard dans la nuit. L'apparition du maximum d'humidité quelques heures avant le lever du soleil est un trait bien caractéristique des régions de l'Est, qui se différencient en définitive des autres contrées par une *courte durée du maximum d'humidité et une longue durée du minimum*. L'importance de cette distinction ne peut être négligée si l'on veut se rendre compte de l'ambiance bien diverse faite à la végétation au cours de la nuit.

Il n'y a qu'un minimum et un maximum journaliers dans toutes les stations, quelles que soient leur position orographique, leur exposition, etc., en parfaite concordance avec la variation diurne de la température.

Une certaine variation dans la marche diurne de l'humidité relative se révèle au passage du soleil au zénith et pendant les solstices. L'écart entre le maximum et le minimum journaliers, au cours des saisons, s'accorde en général avec l'écart correspondant des extrêmes moyens de température aux mêmes périodes et il paraît l'accentuer. Voici la valeur des variations pour les deux stations les plus typiques, Tshibinda et Kabgayé :

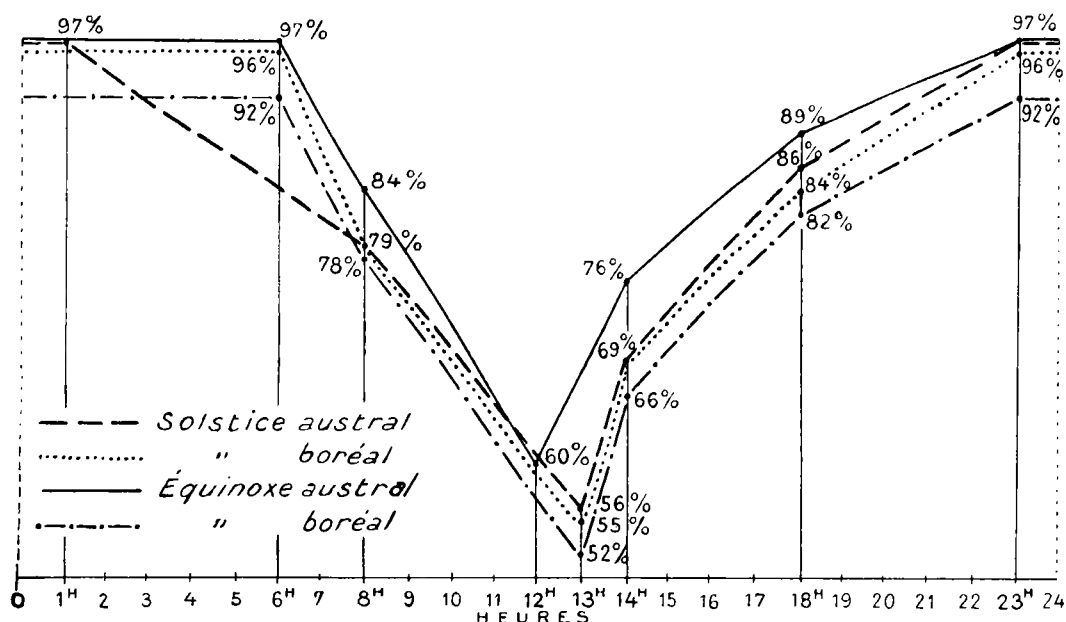
<i>Saisons</i>	<i>Tshibinda</i>	<i>Kabgayé</i>
Solstice d'été	39	58
Equinoxe austral	32	44
Solstice d'hiver	52	50
Equinoxe boréal	40	62

VARIATIONS CORRESPONDANTES DES TEMPÉRATURES EXTRÊMES MOYENNES :

Saisons	Tshibinda	Kabgayé
Solstice d'été	9°7	11°5
Equinoxe austral	9°2	9°6
Solstice d'hiver	11°2	11°2
Equinoxe boréal	11°5	11°9

La plus forte amplitude que l'on enregistre à Kabgayé ne peut surprendre, étant donné le caractère de continentalité plus accentué de cette station. Par contre, on peut s'étonner que cette variation ne dépasse pas, pendant une grande partie de l'année, celle que l'on enregistre dans une bonne partie de l'Europe occidentale en juillet (38 à Paris).

Les heures des extrêmes d'humidité relative; la durée du minimum et du maximum; la variation de la teneur en humidité au cours des saisons sont mises en évidence dans les deux diagrammes que nous donnons ci-dessous.



VARIATION SAISONNIÈRE DE L'HUMIDITÉ RELATIVE DIURNE À
TSHIBINDA (KIVU)

N° 52.

Une autre comparaison intéressante peut être encore établie entre la *variation annuelle de l'humidité relative* et la variation annuelle correspondante de la température :

	<i>Tshibinda</i>	<i>Kabgayé</i>
Variation annuelle de la température moyenne . . .	2°3	2°1
Variation annuelle de l'humidité relative moyenne . .	14 %	21.7 %

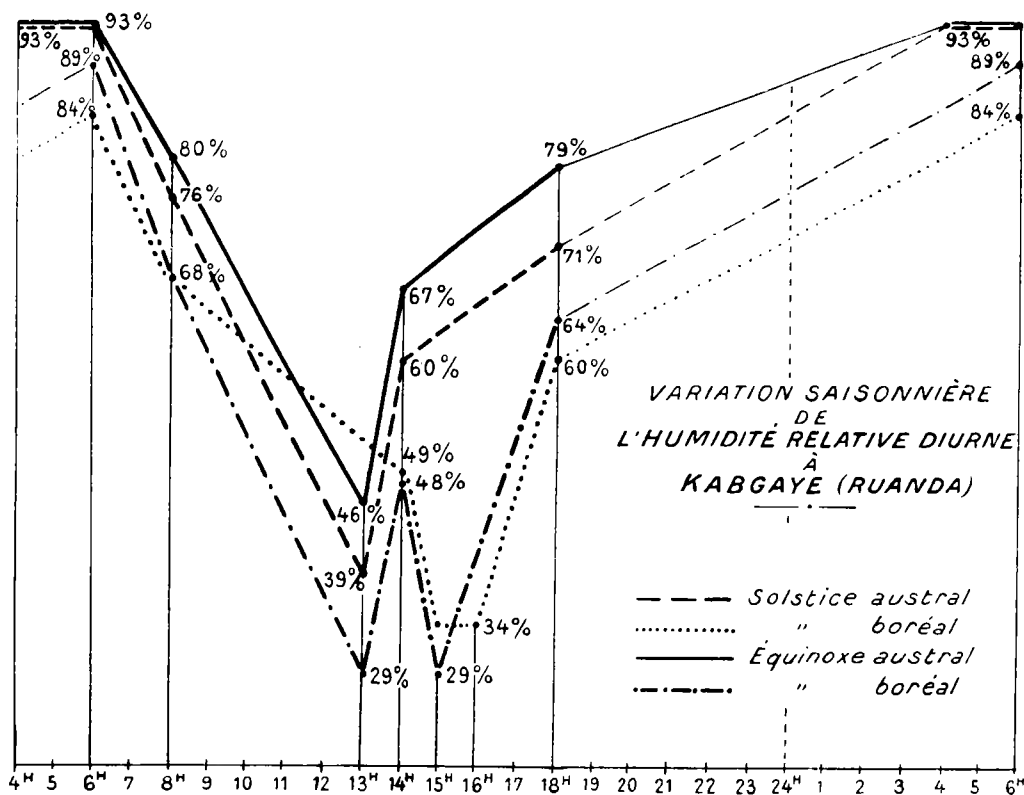
Le rapport de proportionnalité entre ces deux éléments n'apparaît plus aussi rigide. Peut-être pourrions-nous voir une liaison avec la marche de la radiation, surtout si nous considérons les mois dans lesquels se placent les extrêmes d'humidité relative. Le maximum se manifeste tantôt en avril, tantôt en mai, où la courbe de radiation s'infléchit dans des proportions relativement importantes, après une hausse marquant le passage du soleil au zénith (voir le diagramme n° 1 au chapitre I^{er}). Le minimum se vérifie normalement au mois d'août, pendant lequel à une hausse de la courbe de radiation, qui progresse jusqu'à atteindre le point culminant au zénith de septembre, ne correspond pas une augmentation appréciable des précipitations (voir le climogramme n° 2 au chapitre I^{er}).

D'autre part, la radiation n'agit pas seule, mais l'état du ciel, c'est-à-dire le pourcent de nébulosité, y a sa part. Généralement, tout élément n'agit pas isolément, mais il agit dans un *complexe* où parfois il joue un rôle prépondérant. Voici la véritable difficulté à laquelle nous nous heurtons chaque fois que nous cherchons à séparer l'action particulière d'un facteur déterminé : Ainsi, dans notre cas particulier, le maximum d'humidité relative semble s'accorder avec un minimum de radiation, un maximum de pluie et un maximum de nébulosité. La température ne paraît intervenir que comme un facteur secondaire, réglé lui-même par les trois éléments précédents.

Les conditions locales de continentalité, de position topographique, d'exposition; la présence ou non de massifs forestiers importants jouent aussi un rôle simultané qui influence le degré de corrélation venant s'établir entre les éléments du climat.

L'humidité relative moyenne, évaluée pour la période d'observation 1928-1931, est de 77 % à Tshibinda et de 65 % à Kabgayé. Etant donnée la constance relative de certains éléments du climat équatorial, ces

moyennes peuvent être considérées comme suffisamment exactes. Il semble surprenant que malgré la position continentale de la station de Tshibinda, son humidité relative diffère peu de celle que l'on trouve au-dessus des océans tropicaux et d'une partie de l'Europe occidentale (79.3 à Paris). La station de Kabgaye montre un régime d'humidité relative qui



N° 53.

accuse sous ce rapport le caractère tropical, plutôt qu'équatorial, de son territoire.

Les tableaux que nous annexons à ce chapitre fournissent les moyennes obtenues dans les stations du réseau au cours de la période d'observation. Il s'agit d'observations psychrométriques, à l'exception de la station de Bobandana, qui n'a pu être munie d'un enregistreur et pour laquelle, du reste, nous nous limitons à reproduire les seules variations saisonnières.

**L'humidité relative observée pendant les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Tshibinda : 2115 mètres d'altitude.**

MOIS DE L'ANNÉE.	1928						1929						1930						1931					
	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.
Janvier	74	79	68	83	93	51	77	79	68	84	97	57	78	79	67	88	95	64	79	81	68	87	100	58
Février	76	81	71	84	93	53	75	79	67	83	96	52	81	84	75	88	97	63	79	81	70	86	100	57
Mars	77	83	74	87	95	53	78	83	74	88	94	56	82	85	81	89	97	61	79	79	74	88	99	57
Avril	81	87	75	89	94	63	85	89	81	93	97	67	84	84	79	89	98	68	82	83	73	91	100	62
Mai	85	89	78	92	97	71	80	84	72	88	97	58	85	86	76	89	100	69	82	85	74	88	98	63
Juin	77	79	66	84	97	59	77	82	69	82	97	54	81	83	70	87	100	62	75	83	61	84	98	52
Juillet	76	77	71	82	99	51	74	76	67	82	97	51	74	76	59	79	100	55	70	74	57	77	99	50
Août	71	74	58	75	99	48	69	72	56	76	95	46	74	76	57	63	100	51	67	70	49	73	99	40
Septembre	74	76	64	81	98	49	70	70	57	78	95	49	78	81	70	84	100	56	68	73	60	75	94	46
Octobre	76	80	68	81	98	52	77	81	69	87	94	56	82	83	76	88	100	63	75	80	62	84	95	54
Novembre	78	82	73	84	99	57	79	81	76	89	95	59	80	82	72	90	100	58	75	79	70	86	95	49
Décembre	77	81	67	85	98	55	80	79	77	90	95	60	78	80	70	89	100	56	77	84	70	89	98	50
Moyennes annuelles	77	81	69	84	97	55	77	79	69	85	95	55	80	82	71	85	99	60	76	79	66	84	97	53
Solstice austral	76	79	68	84	96	53	78	79	72	85	96	58	78	79	68	88	97	60	78	82	69	88	99	54
Solstice boréal	76	78	68	83	98	54	76	79	68	82	97	52	77	79	65	83	100	58	73	78	59	80	99	51
Equinoxe austral	79	85	74	88	95	58	81	86	78	90	95	61	83	85	79	89	97	61	80	81	73	89	99	59
Equinoxe boréal	74	78	66	81	98	50	73	75	63	83	95	52	80	82	73	86	99	59	71	76	61	79	94	49

L'humidité relative observée pendant les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Kabgaye : 1,867 mètres d'altitude.

MOIS DE L'ANNEE.	1928					1929					1930					1931								
	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.	(Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.	Générale.	8	14	18	Maxima.	Minima.						
Janvier	66	77	58	63	94	37	64	77	55	64	91	34	66	79	63	79	95	42	67	75	56	71	96	35
Février	67	72	61	70	93	38	61	63	60	64	92	30	71	78	64	78	93	48	67	76	58	68	93	40
Mars	67	76	58	73	89	41	71	79	66	76	95	42	73	82	66	81	95	46	69	75	63	73	96	40
Avril	76	85	69	82	93	52	77	82	73	85	94	53	76	82	70	86	95	52	74	80	69	80	99	47
Mai	76	87	70	82	93	52	72	80	64	76	91	49	75	83	69	78	95	51	74	80	67	77	98	49
Juin	62	70	51	65	87	37	59	68	47	62	82	35	66	74	59	66	90	40	60	69	52	62	85	34
Juillet	55	67	42	52	79	31	59	67	49	61	83	35	65	65	45	56	83	32	57	65	47	57	85	32
Août	53	64	38	54	80	28	54	61	41	56	81	29	64	64	42	56	84	29	48	54	57	50	72	24
Septembre	54	63	42	51	85	25	53	66	39	53	86	25	62	70	50	65	94	31	55	66	43	61	86	20
Octobre	59	66	48	65	88	28	64	73	53	75	92	33	69	73	63	76	95	43	60	70	49	72	86	28
Novembre	69	76	69	71	92	42	70	78	62	78	91	42	71	76	61	77	97	44	66	77	59	77	89	36
Décembre	69	78	62	76	93	40	73	74	73	78	95	48	68	75	60	72	95	40	67	82	58	73	90	35
Moyennes annuelles	64	73	56	67	89	38	65	72	57	69	89	38	68	75	60	73	93	41	64	72	55	68	90	35
Solstice austral.	67	77	60	70	93	38	69	75	61	71	93	41	67	76	61	70	95	41	66	78	56	72	93	35
Solstice boréal	58	68	46	59	83	34	59	67	48	62	82	35	65	69	52	61	86	36	59	67	49	59	84	33
Equinoxe austral	72	80	64	77	91	47	74	81	69	80	95	47	75	82	68	82	95	49	72	77	66	76	92	43
Equinoxe boréal	56	64	45	58	86	27	59	69	46	64	89	29	65	72	56	70	94	37	57	68	46	66	86	26

L'humidité relative
pour les années
1928 à 1931
à Busangania,
1.610 mètres d'alt.

L'humidité relative pour les années
1928 à 1931 à Rubengera,
1.725 mètres d'altitude.

L'humidité relative pour les années
1928 à 1931 à Uvira (Tanganyika
septentrional), 800 mètres d'altitude.

MOIS DE L'ANNEE.	1928		1929		1930		1931		1928		1929		1930		1931		1928		1929		1930		1931	
	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18	8	18
Janvier	89	90	89	93	91	93	87	89	71	70	56	54	77	76	80	80	83	85	85	83	86	85	85	84
Février	85	88	88	83	90	92	87	91	74	71	70	66	77	74	76	74	83	86	82	83	86	82	82	82
Mars	89	93	88	94	90	92	89	92	79	80	79	80	83	82	76	78	84	86	85	84	86	85	82	82
Avril	90	91	90	92	91	91	89	92	79	80	79	82	81	80	76	79	86	88	89	86	88	89	82	82
Mai	87	87	87	89	89	89	85	89	77	80	75	74	80	78	75	77	82	84	81	82	84	81	79	79
Juin	85	89	85	89	89	90	82	89	60	63	73	72	74	72	68	71	79	83	75	79	83	75	80	80
Juillet	84	86	84	88	85	88	83	88	54	54	62	67	66	65	71	65	71	80	62	71	80	62	72	72
Août	81	91	86	88	84	83	81	87	58	51	65	61	69	64	66	60	67	69	66	67	69	66	65	65
Septembre	81	88	84	87	87	88	85	88	60	57	67	64	79	76	69	66	72	71	72	72	71	72	73	73
Octobre	85	87	90	91	85	90	88	89	51	48	78	80	78	83	69	71	78	80	78	78	80	78	77	77
Novembre	85	83	91	92	90	91	88	89	48	48	76	74	75	77	66	66	81	80	83	81	80	83	82	82
Décembre	86	89	88	91	90	92	87	91	50	49	78	81	75	72	68	68	83	83	83	83	83	83	84	84
Moyennes annuelles	86	89	87	90	88	90	86	89	63	63	72	72	76	75	71	71	79	81	78	79	81	78	78	78

**L'humidité relative pour les années 1928 à 1931
à la station de Climatologie agricole de Lulenga : 1,850 mètres d'altitude.**

Mois de l'année.	1928			1929			1930			1931		
	8	14	18	8	14	18	4	14	18	4	14	18
Janvier . . .	80	74	86	90	83	85	83	77	83	83	69	80
Février . . .	84	77	85	89	84	89	78	68	77	76	73	78
Mars	88	86	90	90	84	91	80	74	79	77	77	78
Avril	87	87	95	87	87	93	87	81	87	84	77	84
Mai	90	85	94	87	80	89	89	74	89	87	73	83
Juin	89	87	92	85	78	81	89	76	85	82	68	80
Juillet	88	74	85	88	79	86	82	67	75	91	73	79
Août	92	77	92	87	75	81	84	70	82	87	72	81
Septembre . .	92	85	93	87	74	86	82	76	87	86	75	78
Octobre . . .	89	82	92	86	82	89	87	83	89	86	77	86
Novembre . . .	85	85	97	79	78	86	84	81	88	86	81	82
Décembre . . .	88	84	92	86	82	86	73	77	82	84	76	81
Moy. annuelles	88	82	91	87	80	87	83	76	84	84	74	81

**Variation saisonnière de l'humidité relative maxima et minima
pour les années 1928 à 1931 à Bobandana : 1,540 mètres d'altitude.**

SAISONS.	1928		1929		1930		1931	
	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.	Max.	Min.
Solstice austral	87	43	90	45	92	45	90	44
Solstice boréal	92	38	89	33	89	37	81	33
Equinoxe austral	89	45	89	43	93	50	81	35
Equinoxe boréal	92	32	89	34	90	33	86	37

CHAPITRE VII

LES CONDENSATIONS

Condensation de la rosée au-dessus des sols couverts et des sols nus; formation des brouillards et leur périodicité; la brume sèche.

L'étude de ces hydrométéores attire l'attention des climatologues et des physiciens, surtout dans les régions arides où leur apport à l'amélioration du climat est d'un intérêt particulier. Mais dans les pays équatoriaux, quelquefois très pluvieux et très nébuleux, la rosée, les brouillards, les brumes ont-ils une importance effective?

Dans les zones forestières humides, l'étude des condensations a un intérêt plutôt scientifique, mais qui se répercute néanmoins dans le domaine pratique quand on envisage, par exemple, une fréquence excessive de brouillards, par rapport aux conditions d'habitabilité de l'endroit.

Dans les zones de forêt sèches ou dans les zones dénudées, ayant une période de sécheresse prolongée, toutes les condensations, visibles et occultes, sont intéressantes à mesurer si l'on envisage l'exercice de l'agriculture.

Dans les zones de très haute altitude, la persistance et l'opacité des brouillards règlent normalement le climat local de radiation, atténuant ou accentuant la sécheresse qu'on s'accorde à reconnaître aux plus hauts sommets. L'abondance de la rosée ou les dépôts des nuages en surfusion déterminent d'ailleurs la formation de givre et de cristaux de glace, qui adhèrent aux végétaux ou pénètrent dans le sol meuble dès que le point de gelée est atteint.

Nos observations n'ont pu s'étendre aux régions plus arides de l'Est du Ruanda, où sévissent les famines périodiques et où l'étude de l'agriculture indigène serait particulièrement captivante, parce que des recherches méthodiques auraient été nécessaires pour parvenir à des résultats intéressants. Nous n'avons pu nous y arrêter, faute de personnel appro-

prié, et surtout parce que notre but était avant tout l'étude générale du climat.

La *Rosée*, la première de ces condensations, sur laquelle nous nous arrêterons quelque peu, se forme à la suite des causes ordinaires qu'on reconnaît généralement à ce phénomène.

L'inversion de température dans les couches d'air près du sol, phénomène très fréquent, presque normal par temps calme, préside le plus souvent à la formation d'une rosée abondante. Il y a lieu de croire qu'une pente très inclinée favorise moins l'apparition du phénomène qu'une plaine, car malgré le rayonnement plus actif, le glissement d'air froid qui s'y établit peu après le coucher du soleil entretient une turbulence de l'air près du sol, défavorable aux condensations et au dépôt de gouttelettes d'eau.

Sur les montagnes autour de la station de Tshibinda, nous avons observé constamment que la *quantité* de rosée qui s'y dépose varie avec la nature du revêtement végétal. Laissant de côté la forêt de grands arbres, la rosée se forme plus abondamment dans les brousses préforestières, constituées par un mélange varié d'arbustes (*Hypericum*, *Indigofera*, *Crotalaria*), de Graminées vivaces à port élevé et de Fougères (*Pteridium*), ou bien dans les brousses à Pennisetum (*P. purpureum*), où les herbes ont souvent cinq mètres de hauteur et au-dessous desquelles *le sol est humifère*. Pour une même intensité de rayonnement, le dépôt de rosée *est en fonction de l'intensité de transpiration de l'association recouvrant le sol*, de son pouvoir émissif et de sa conductibilité ⁽¹⁾.

Si après une nuit sereine on s'aventure dans une de ces brousses au lever du soleil, avant que l'évaporation ait été activée, on est littéralement trempé par de grosses gouttes. Le terrain, devenu glissant, rend la marche particulièrement pénible.

(1) Nous croyons pouvoir confirmer les conclusions de N. Critikos, à savoir « que les gouttelettes de rosée trouvent leur origine dans la couche atmosphérique au-dessus du sol, très peu au voisinage de celui-ci; que la condensation ne commence pas dans l'air, mais sur les objets rayonnants; que les dimensions et le nombre de gouttelettes déposées par unité de surface dans l'unité de temps semblent dépendre de la rapidité du refroidissement; que les gouttelettes se réunissent sur le sol et s'y déposent très peu au début du phénomène ».

Une prairie à herbes courtes, à plus forte raison une surface gazonnée, entretient une condensation moins abondante. La rosée diminue si d'une association dense nous passons à une association ouverte, à allure steppique, et quand se réduisent les formes des espèces constituant la prairie. Certaines Andropogonées filiformes (*Aristida*, *Imperata*, etc.) alimentent les condensations les plus faibles.

Il convient d'observer incidemment que les incendies de brousse, détruisant une « savoka » pour lui substituer une « prairie », ou détruisant une prairie pour lui substituer une « steppe », ajoutent, à d'autres méfaits, celui de provoquer une diminution progressive des condensations (rosée) par la réduction simultanée des parties aériennes des espèces et par la destruction de l'humus du sol.

L'abondance du dépôt de rosée s'accompagne aussi de la variation diurne de la température. Cela est intuitif. Une même association végétale et un même terrain détermineront, par temps calme, une condensation d'autant plus grande que l'amplitude de l'oscillation de température sera plus forte.

Les conditions les plus favorables sont réalisées dans toutes les positions encaissées, où l'air froid peut s'accumuler et former ces poches d'air froid stagnant dont nous avons parlé au chapitre III. Par conséquent, toutes autres conditions étant supposées égales, les vallées ont des rosées plus abondantes que les déclivités.

Les sommets auront une condensation dépendant à la fois de la richesse en vapeur d'eau de l'air et de la vitesse du vent. Les accalmies, succédant au coucher du soleil, permettent des condensations relativement abondantes.

L'exposition y joue probablement un rôle, selon que l'atmosphère est plus transparente sur un versant ou sur l'autre, admettant que l'humidité absolue de l'air soit pratiquement égale au-dessus de toutes les expositions. Si des causes particulières, analogues à celles que nous avons examinées pour le versant sous le vent de certaines montagnes, entretiennent une humidité absolue plus élevée, il est naturel que la condensation de la rosée sera plus abondante. En réalité cette condition se réalise rarement, car dans ces stations particulières, à un degré d'humidité de l'air plus

élevé correspond une nébulosité générale plus forte, ce qui contrarie la condensation de la rosée.

Il est impossible de déceler une *périodicité* dans la formation de la rosée. A n'importe quelle époque de l'année les conditions favorables à cette forme de condensation peuvent se produire. La transparence de l'air, condition primordiale du rayonnement, et l'humidité absolue de l'air sont plus fortes pendant les pluies équinoxiales (voir chapitre VI). La rosée se condense en plus grandes quantités pendant ces saisons, mais probablement elle est plus fréquente au cours de la saison sèche du solstice boréal.

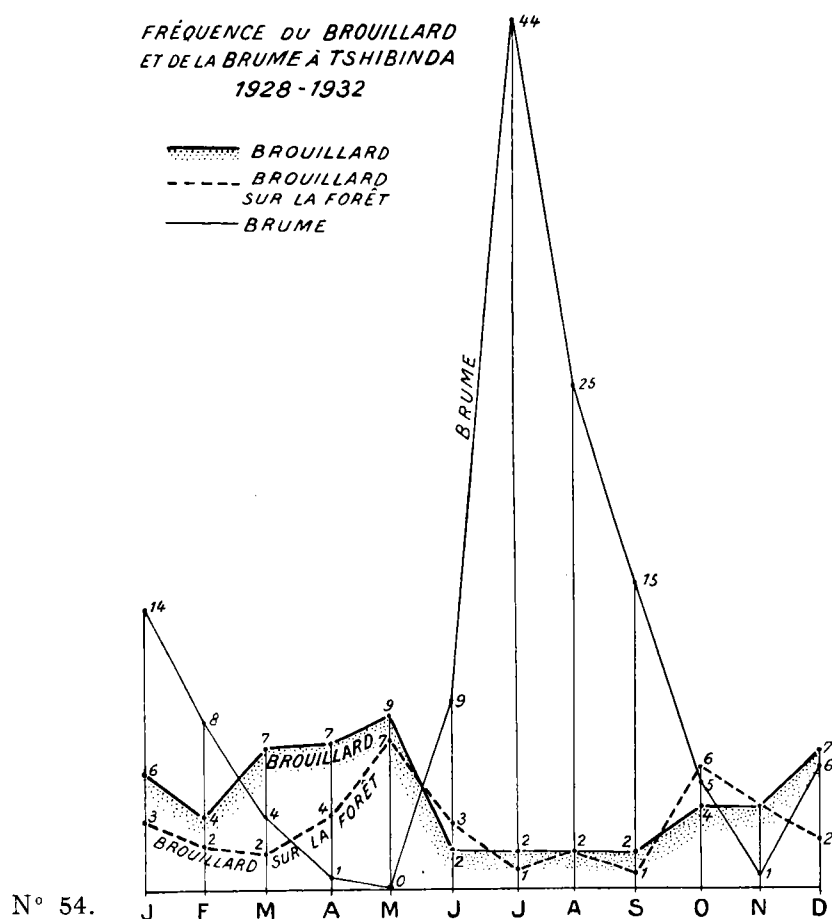
Sur le *sol nu* la condensation de la rosée est moindre qu'au-dessus d'un sol couvert de végétation. Le terrain exerce une *attraction* sur les gouttes liquides, laquelle varie d'après sa composition, son état d'agrégation et sa température. Dans les régions désertiques l'attraction que la porosité et la capillarité des dunes et des terres ameublées exercent sur l'humidité de l'air permet, dans certaines circonstances, la constitution de nappes d'eau souterraines (d'Audrimont et Alquier).

Dans la zone intertropicale toute la gamme des terrains latéritiques est défavorable à la condensation de la rosée, à cause de la température élevée de ces terres, de leur conductibilité moindre pour le calorique et de leur état de durcissement (carapaces et grumeaux latéritiques). Sous ce rapport, les terrains argileux et les terrains humifères (s'identifiant généralement avec les sols forestiers) sont les plus favorables à une condensation abondante de la rosée.

Les *Brouillards*, contrairement à la rosée, ont une périodicité annuelle évidente. Dans la grande majorité des cas ils sont dus à un refroidissement de l'atmosphère. Il y a un parallélisme indéniable entre la fréquence des orages à grêle et l'apparition des brouillards, mise en évidence dans le diagramme 54, obtenu pour la station de Tshibinda.

Une chute de grêle est suivie normalement d'un brouillard pouvant atteindre une forte opacité (visibilité de 50 à 20 mètres; voir tableau pp. 173-175 au chap. IV). En novembre 1927, après une grêle, nous vîmes le terrain à Tshibinda se couvrir instantanément d'un brouillard épais qui se maintint quelque temps et qui ne dépassa point la hauteur d'un mètre au-dessus du sol.

Aux mois d'avril et de mai, quand la chute des précipitations atteint le maximum d'intensité, des brouillards denses qui persistent jusqu'au lendemain, succèdent à des averses persistantes après le coucher du soleil. Une visibilité à 20 mètres n'est pas rare ⁽¹⁾.



La forêt derrière Tshibinda (forêt du mont Bukulumissa) était envahie par le brouillard, plus souvent que la station même de Tshibinda. Cela se vérifiait de préférence dans l'après-midi. Le matin, de petits

⁽¹⁾ D'après Angot, un cinquantième de millimètre est la valeur moyenne du diamètre des gouttelettes qui constituent les nuages et les brouillards.

D'après Conrad, une relation probable existerait entre l'opacité des brouillards, le nombre et la grosseur des gouttelettes liquides qui les constituent. Cet auteur a trouvé sur les montagnes d'Autriche 4 gr. 4 d'eau liquide par mètre cube d'air dans des nuages ayant une visibilité de 20 mètres.

cumulus étaient souvent accrochés à la montagne, mais il s'agissait de nuages ordinaires, formés par les courants convectifs, et non pas de brouillards diffus, dus à un abaissement de la température ou à une saturation de l'air par apport d'humidité nouvelle. Dans le diagramme 54, par manque d'observation, la courbe tracée pour les brouillards en forêt fournit des indications inférieures à la réalité. Nous avons estimé utile de la tracer également, car elle donne une indication suffisamment exacte de leur périodicité.

Pendant la nuit et en l'absence d'orage, la montagne est dégagée de brouillards. La brise, par le fait même de sa descente le long des pentes, en empêche la formation. Par contre, l'air froid, arrivant dans les fonds-vallées ou au-dessus de marécages, y provoque des brouillards locaux, denses et bas, qui persistent toute la nuit. Phénomène qui est général à toutes les latitudes.

Les vallées où le brouillard est le plus fréquent pendant la double saison des pluies sont celles situées sur le versant « sous le vent » des grandes chaînes montagneuses. Après la chute d'averses, ou même après des pluies persistantes, tandis que l'atmosphère au-dessus des faitages se fait sereine, les vallées de moyenne altitude (entre 1,200 et 2,200 m.), probablement à cause d'une descente d'air froid, ou tout simplement du refroidissement provoqué par l'averse même, se remplissent d'un brouillard épais qui persiste plusieurs heures, parfois jusqu'au lendemain. Dans ces vallées, abritant de larges massifs de la forêt dense de montagne, l'évaporation reprend activement après la pluie, ce qui explique les condensations qu'un refroidissement brusque peut y provoquer.

Si par beau temps la brise de montagne descend de sommets élevés dans des vallées s'ouvrant vers la grande forêt équatoriale, elle y détermine des brouillards épais, qui noient entièrement les vallées jusqu'à l'altitude moyenne de 1,600-1,800 mètres, y persistant toute la nuit.

Ces brouillards, quelle que soit la cause qui les a déterminés, déposent sur la végétation une humidité parfois abondante. Peut-être le dépôt est-il plus copieux sur la végétation qui offre le plus de surface en contact aux gouttelettes en suspension. D'après Kendrew, l'eau déposée par les brouillards sur le plateau du Cap (Table Mountain) aurait atteint cinq inches en huit semaines. En correspondance d'un massif de roseaux,

l'eau recueillie dans un pluviomètre aurait été de 80 inches au lieu de 5. L'auteur pense que l'apport de vapeur d'eau de la végétation aurait provoqué une sorte de précipitation.

Brume. — Nous n'insisterons pas longuement sur les détails de la manifestation de ce phénomène, l'ayant relaté à propos de son action sur la diminution de la transparence de l'atmosphère dans le chapitre I^{er}. C'est la seule forme de condensation dans laquelle interviennent manifestement les poussières et les cendres, diffusées dans l'air durant la sécheresse du solstice boréal.

Phénomène commun à toute l'Afrique intertropicale, il est appelé par les auteurs « brouillard sec » (Angot) ou « brume sèche ». Sa pesanteur et son opacité particulière le caractérisent. Observé du haut d'une montagne, comme nous le faisons de Tshibinda, il apparaît comme une masse, immobile en apparence, comblant les vallées et surmontant le lac. Pendant le jour la brume est soulevée jusqu'à des altitudes assez considérables (2,100-2,300 mètres) par l'action des courants convectifs, tandis que pendant la nuit elle s'abaisse notablement et son opacité diminue. Sur les faîtages élevés les nuits sont vraiment sereines, même au cours des saisons sèches. La convection venant à cesser, la descente des gouttelettes et des poussières est favorisée par la pesanteur et, le long des pentes, par le glissement de la brise.

Sans aucun doute, les incendies de brousse, allumés sur des étendues immenses au cours de cette saison, favorisent la formation des brumes et augmentent leur opacité par la fumée qu'ils dégagent, les cendres impalpables qui sont soulevées et mises en circulation, indépendamment des poussières fournies par les sols dénudés. Tout au début de la saison sèche (en juin), la brume estompe le lointain assez faiblement et son opacité s'accroît jusqu'aux premiers orages de l'équinoxe, qui, par leurs averses violentes, dégagent progressivement l'atmosphère de ses impuretés.

Par rapport à la végétation en général et à l'agriculture en particulier, le dépôt abondant de la rosée, indépendamment de l'apport d'eau qu'il détermine, doit être regardé comme favorable, car l'évaporation des gouttelettes déposées sur les parties aériennes des végétaux leur épargne

les effets néfastes d'une augmentation trop brusque de la température, après le minimum nocturne. D'autre part, la persistance des brouillards dans les fonds-vallées est nocive aux plantations, parce qu'elle entretient une atmosphère excessivement humide, qui favorise le développement des maladies cryptogamiques.

Une circulation d'air modérée (microcirculation) pendant la nuit est la meilleure condition pour entretenir l'activité des fonctions d'échange.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- H. KOEHLER, Wolken untersuchungen auf den Sonnblick in Herbst 1928. (*Beitrage zur Physik der freien Atmosphäre*, Leipzig, Hergesel Festband, pp. 409-420, novembre 1929.)
- M. L. CHAPTAL, Contribution à l'étude de la rosée et des sources secondaires de l'humidité de l'air. (*La Météorologie*, Paris, 1930.)
- N. CRITIKOS, Le phénomène de la rosée. Méthode pour étudier son mode de formation. (*Annales de l'Observatoire d'Athènes*, t. X, 1929, pp. 54-57.)
- M. GINESTOUS, Les condensations occultes. (*Service météorologique de Tunisie*, 1929.)
- J. B. COHEN, Dew Does it rise fall? (*Monthly Weather Review*, vol. CXXIV, p. 428, Washington, 1929.)
- G. C. SIMPSON, Dew Does it rise or fall? (*Ibid.*, p. 578, Washington, 1929.)
- E. LAGRANGE, La rosée et les puits aériens Knapen. (*Ciel et Terre*, pp. 41-43, Bruxelles, 1930.)
- R. BERCE, La structure de la rosée. (*Ibid.*, vol. XLV, pp. 100-102, Bruxelles, 1929.)
- M. C. K. M. DOUGLAS, Le processus physique de la formation des nuages. (*La Météorologie*, juillet-septembre 1930, p. 399.)
-

CHAPITRE VIII

LES PRÉCIPITATIONS

Causes qui entretiennent dans l'atmosphère des « centres de perturbation » ; diverse intensité des courants de convection ; genèse du *cumulo-nimbus* d'orage ; pluies de mousson et pluies de l'alizé austral ; influence du relief ; classification des pluies ; causes qui entretiennent la prédominance des orages à foudre pendant la saison pluvieuse de l'équinoxe boréal ; absence de grains ; intensification et destruction des orages ; tornades et trombes ; degré de persistance de la pluie ; tableau général des pluies.

Dans un mémoire préliminaire intitulé : « Les précipitations dans le bassin du Kivu et dans les zones limitrophes du fossé tectonique », inséré dans les mémoires in-4° de la *Section des Sciences naturelles de l'Institut Royal Colonial Belge*, nous avons abordé l'argument avec les données que la statistique mettait à notre disposition pour cette première recherche ⁽¹⁾.

L'importance primordiale que tous reconnaissent aux précipitations par rapport à l'agriculture et la nécessité de ne pas faire attendre longtemps les premiers résultats de notre mission nous ont déterminé à entreprendre l'étude de ce groupe d'éléments météorologiques, malgré que le dépouillement, alors à peine commencé, des documents se rapportant aux autres facteurs du climat déterminait des lacunes inévitables et limitait notre faculté d'investigation.

Nous dédions encore un chapitre à cet argument important, dans le but d'en élargir la discussion sur certains points, sans sortir toutefois du cadre climatologique.

Nous supposons, par conséquent, que tout ce qui a été dit pour préparer à une meilleure compréhension des divers phénomènes est connu : Ainsi la description orographique de la région, la distribution phytogéographique sommaire des associations venant à caractériser certains milieux particuliers, les influences d'ordre dynamique et thermique, capables de modifier la quantité et le régime des précipitations.

⁽¹⁾ L'ouvrage est mis en vente par la librairie Falk fils ; Georges Van Campenhout, successeur, 22, rue des Paroissiens, à Bruxelles ; prix : 12 belgas.

Dans le chapitre IV nous avons résumé la théorie moderne de la circulation générale de l'atmosphère. Nous avons décrit, dans la limite de nos documents, la circulation des courants inférieurs et les interférences qui viennent s'établir entre eux et certains éléments du climat. Dans le mémoire cité, nous avons examiné de plus près l'interdépendance des courants, du relief et des précipitations.

Efforçons-nous maintenant de mieux fixer la nature des phénomènes essentiels qui régissent l'apparition et la distribution des précipitations.

La *convection* est la grande maîtresse de la chute des précipitations. Cela est normal dans tous les pays équatoriaux et tropicaux, à cause de l'intensité de la radiation solaire, source première des énergies provoquant les mouvements de l'air. La convection n'est pas également intense sur tous les points; par conséquent, les effets qu'elle produit sont différents. Dans des conditions analogues de radiation elle est plus active au-dessus des surfaces humides qu'au-dessus des surfaces sèches.

Les lacs, les marais, les forêts, etc., sont des surfaces humides; les surfaces sèches sont surtout les terrains dénudés. L'activité variable de la convection a comme conséquence une capacité diverse à former les nuages de pluie. Là où les courants ascendants convectifs élèvent des colonnes d'air saturé, les conditions favorables à la production de la pluie sont partiellement réalisées. Si aux mouvements propres de la convection viennent s'ajouter d'autres mouvements capables d'en augmenter la vitesse et par conséquent la hauteur de l'ascension, le système de production de la pluie est renforcé.

Nous avons signalé qu'en marge et au-dessus du faitage du bassin du Kivu existent deux centres permanents de perturbation, qui sont à l'origine de la formation des nuages pluvieux et de leur répartition. Le centre septentrional s'identifie avec le groupe des hauts volcans Mufumbiru, et le centre méridional avec le segment Sud du partage de la chaîne dorsale du Ruanda. Les deux noyaux de perturbation produisent des chutes à peu près équivalentes; ce qui les distingue c'est le nombre d'orages beaucoup plus grand dans le secteur septentrional (voir la carte n° 6 et les graphiques n°s 12 et 13 du mémoire mentionné; voir également la carte hypsométrique de la région, où les deux segments de perturbation sont indiqués).

Sans tenir compte de la pseudolabilité quasi permanente de la troposphère équatoriale inférieure, quelles sont les raisons locales qui entretiennent ces noyaux permanents de perturbation ?

En correspondance de l'une et de l'autre de ces zones, l'évaporation est intense; elle l'est davantage où le lac se trouve être le principal fournisseur de vapeur d'eau; elle l'est un peu moins, mais toutefois très importante, où les forêts sont seules à l'alimenter, sans le concours d'étendues lacustres ou marécageuses. Les courants convectifs sont par conséquent alimentés de manière analogue. Deux sources de chaleur, venant superposer leurs effets à l'action de la radiation et à la chaleur de condensation qui rend l'air ascendant plus chaud que l'air environnant, existent dans les deux secteurs. Dans les Mufumbiru le cratère en activité de solfatare du Nyamalagira dégage des quantités énormes de calorique à une altitude de 3,000 mètres. Les plaines de lave, *dénudées*, qui entourent ces volcans à l'Est et au Nord-Est, permettent à l'air de se surchauffer. Cet air, charrié enfin par l'alizé boréal, finit par buter contre le massif et y constitue une nouvelle cause de perturbation. Dans le secteur méridional nous trouvons un massif important de forêt dense, d'une étendue de 1,275 kilomètres carrés, distribué sur les deux versants (la forêt de Rugege), qui atteint le faite à près de 3,000 mètres d'altitude. A l'Est, tout manteau végétal cesse et le massif du Ruanda-Urundi ne présente plus que des surfaces latéritiques dénudées sur une largeur de 150 à 200 kilomètres. Ces plateaux latéritiques sont une source permanente de chaleur.

L'air chaud est entraîné ici par l'alizé de Sud-Est en direction de Nord-Ouest et Ouest. Il est forcé de s'élever à la rencontre du barrage montagneux. Le lac situé à l'Ouest du barrage et auxiliairement la forêt dense qui couvre encore le faite saturent de vapeur cet air chaud, par simple phénomène ascensionnel.

Une partie de l'air qui retombe au delà de la chaîne est entraînée par le tourbillon sous le vent, que nous avons vu exister en permanence à l'Ouest de la crête de partage (voir croquis schématique n° 9 du mémoire cité) et alimente la branche descendante des tourbillons convectifs. L'autre partie, qui a dépassé la ligne de faite et la zone du tourbillon, tombe au-dessus du lac par le fait de l'élasticité et provoque le phénomène de fœhn

que nous avons décrit (voir chapitre IV). Puisque cet air est sec et chaud, il est naturel que l'évaporation au-dessus du lac en soit exaltée. Dès ce moment la genèse du cumulonimbus, le nuage caractéristique de la convection pseudolabile et producteur de pluie, est établie.

L'air uniformément saturé atteint rapidement la condensation. Puis, restant très humide et son refroidissement s'effectuant très lentement (refroidissement adiabatique par détente), il atteindra des altitudes très fortes. Le plafond nuageux se fera très épais et atteindra facilement 8,000 à 10,000 mètres d'altitude.

Il est évident que l'alizé qui souffle horizontalement, en direction à peu près normale à l'orientation du segment dorsal, forcé de s'élever verticalement, entraînant l'air chaud avec lui, *renforce* par ce mouvement l'ascendance des courants de convection. Les « germes » des courants ascendants sont ainsi multipliés.

Par effet de l'état de saturation de l'air, provenant surtout de la branche ascendante du tourbillon convectif au-dessus du lac (et qui, s'élevant, reste à chaque instant plus chaud que l'air qui l'entoure), la vitesse des courants à l'intérieur du cumulonimbus est accélérée. Ils rejoindront le niveau-limite de leur ascension (qui paraît s'établir vers 10,000 mètres) d'autant plus vite que l'alimentation en air chaud saturé sera plus abondante.

La condensation s'opérant sur une grande épaisseur, tous les phénomènes relatifs à la production de l'averse (grossissement des gouttes) et de l'électricité (brisement des gouttes) ont lieu. Selon qu'il y aura surfusion ou non dans la partie supérieure du cumulonimbus, selon que les poussières existeront en grande quantité ou seront absentes, etc., la pluie ou la grêle tombera.

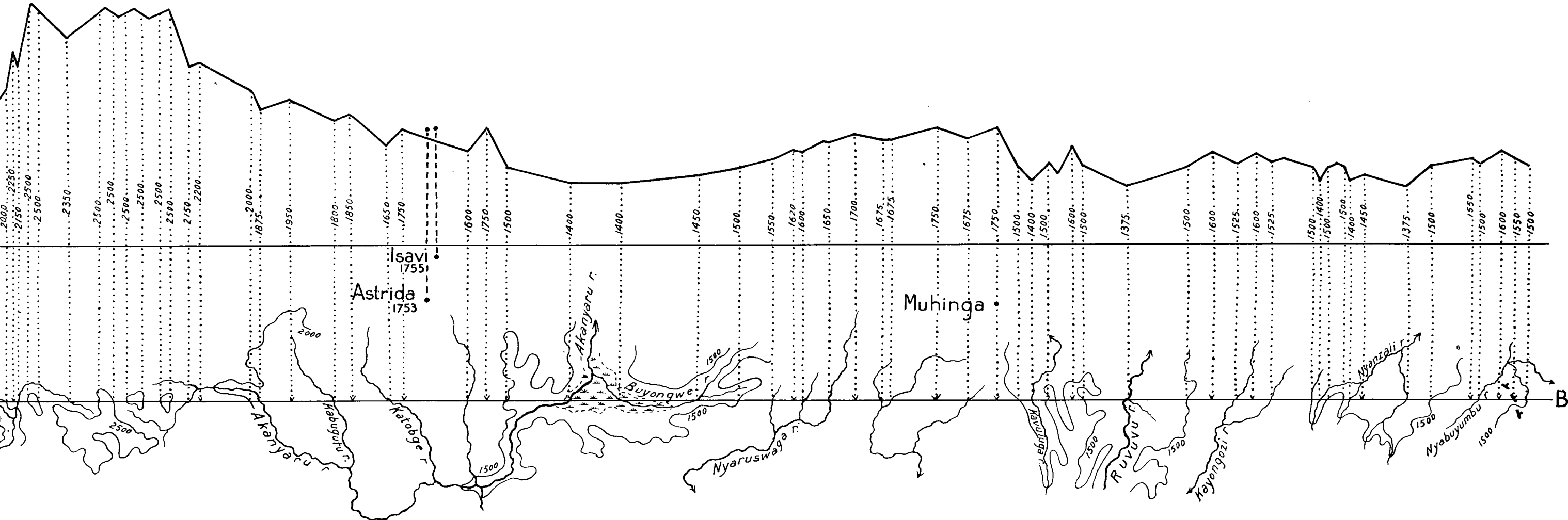
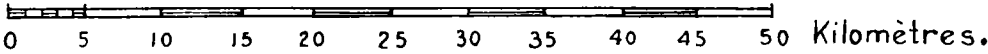
D'autre part, il est évident que toutes les autres conditions restant les mêmes, la vitesse ascensionnelle des courants est la plus forte, en correspondance des maxima d'intensité de la radiation ⁽¹⁾.

Dans les latitudes moyennes, où l'état du temps est gouverné par les systèmes de cyclones et d'anticyclones du front polaire, se déplaçant prin-

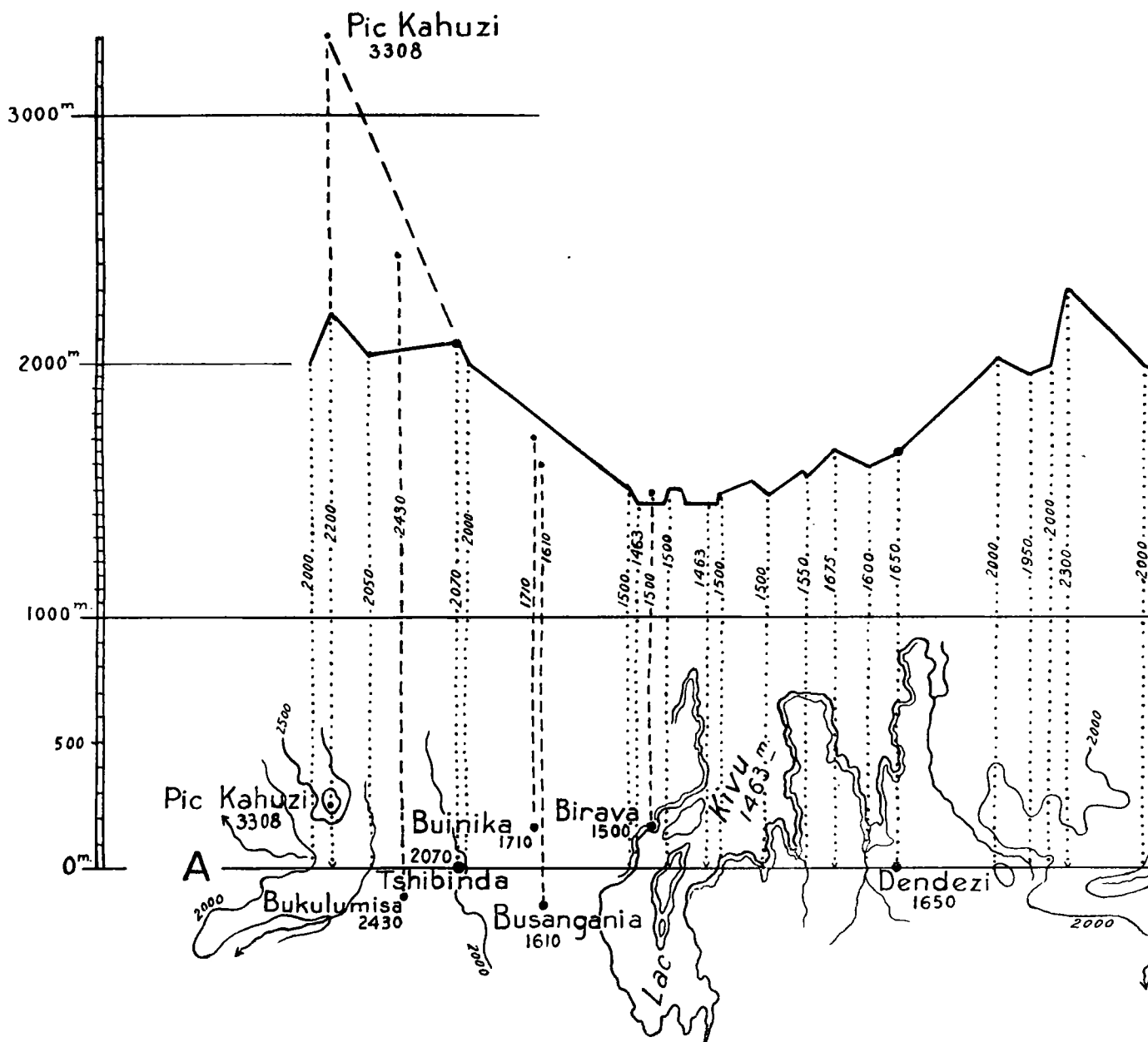
⁽¹⁾ Des mesures récentes entreprises en Allemagne pour déterminer avec des avions la vitesse des courants dans les cumulonimbus ont démontré une vitesse de 40 mètres à la seconde. Les courants descendants du cumulonimbus ont une vitesse d'égale violence.

COUPE A.B.

Echelle des longueurs.



Echelle des hauteurs.



cipalement de l'Ouest à l'Est, le cumulonimbus naît dans une masse chaude, mais sa formation est provoquée par l'arrivée d'un coin d'air froid. Dans nos latitudes équatoriales, *la convection est suffisamment intense par elle-même pour provoquer la condensation jusqu'à de grandes altitudes, quand les conditions d'humidité sont réalisées*. Dès lors le cumulonimbus naît automatiquement dans une masse primitivement homogène.

Les influences particulières, telle l'action dynamique des chaînes montagneuses par rapport à l'alizé, engendrent et localisent des *noyaux de perturbation* (les centres d'action de l'atmosphère) que la convection livrée à ses seules forces ne saurait évidemment déterminer. La preuve en est le fait que la même dorsale, tout en bordant le lac, fournisseur constant de vapeur d'eau, ne favorise la constitution d'aucun nouveau centre de formation d'orages. Au contraire, elle voit la chute locale des pluies diminuer dans des proportions importantes, *quand son orientation devient parallèle à la direction de l'alizé* ou s'approche de cette parallèle. L'alizé est donc inopérant chaque fois que ces conditions de relief se réalisent.

D'autre part, si nous imaginons que les grandes chaînes dorsales du fossé tectonique viendraient à disparaître, ou seraient arasées, de façon à constituer simplement le rebord escarpé des hauts plateaux de l'Est, plongeant dans le Kivu, la pluviosité des districts montagneux actuels tomberait d'au moins 400 à 500 mm. par an. Tshibinda, par exemple, dont la pluviosité moyenne est de 1,900 mm., n'aurait plus que 1,300 à 1,400 mm., hauteur de pluie que nous avons actuellement au centre des plateaux du Ruanda.

Dans ce cas également l'alizé serait quasi inopérant, mais pour une autre cause : La convection, tout en puisant du lac des quantités de vapeur d'eau que nous pouvons supposer approximativement équivalentes à celles qu'elle y prend actuellement, ne produirait sur les territoires côtiers qu'une faible augmentation dans la hauteur des pluies, par rapport à la hauteur qui serait atteinte dans les districts intérieurs.

C'est à peu près ce que nous constatons pour le lac Victoria-Nyanza. Cette immense surface, comparable à une mer intérieure, située à 1,100 m. d'altitude, ne fait sentir son influence dans l'augmentation des pluies que dans une zone relativement limitée autour de ses rives, parce qu'aucun relief important ne barre la voie aux courants provenant de l'Est et qui ont

pu se charger d'humidité pendant le passage au-dessus du lac (sur les rives « sous le vent » du Victoria-Nyanza il pleut moins que sur les rives au vent). La même considération peut nous fournir une explication de l'aridité des zones frontières du Ruanda et de l'Urundi, où la hauteur moyenne de pluie dépasse de peu les 800 mm. par an. Ni le lac Victoria, ni les grandes expansions marécageuses de la Kagera, au-dessus desquelles l'évaporation doit pourtant être très intense, à cause de la radiation et de l'état de sécheresse relative de l'air, n'ont d'influence pour déterminer une augmentation dans la hauteur de pluie.

De manière analogue à ce qui se passe autour du Victoria-Nyanza, l'absence de tout relief capable de forcer les courants orientaux à s'élever est cause de la déficience de pluies dans ces territoires. Le massif du Ruanda gagne de l'altitude de l'Est à l'Ouest, suivant une pente moyenne faible (à l'exclusion du ressaut dorsal, comme le montre le profil de la planche X) que nous avons vue être de l'ordre de 8 pour mille et qui ne peut produire qu'une augmentation faible des précipitations, en progressant vers l'intérieur. Nous avons reconnu à la distribution des pluies sur ces plateaux une succession de trois zones, *grosso modo* parallèles, allant de l'Est à l'Ouest ⁽¹⁾.

La question se répète si nous imaginons que les alizés cessent d'exister ou cessent d'être sensibles à ces latitudes prééquatoriales. Le maximum de pluviosité, que nous avons vu se localiser au-dessus d'un certain niveau, disparaîtrait, et la convection, livrée à ses seules forces, ne produirait qu'un régime de semi-aridité, surtout par une augmentation de la durée des périodes de sécheresse solsticiale. Ce n'est qu'à l'approche de l'influence des moussons de l'océan Atlantique que l'on retrouverait des hauteurs de pluie suffisantes pour alimenter la forêt dense équatoriale.

Les alizés, alliés à l'action du relief, deviennent dans cette partie du centre du continent les maîtres du régime des pluies, pour les territoires de plus forte altitude. Au-dessus du niveau des précipitations maxima, le

(¹) Voir notre mémoire préliminaire : *Les Famines périodiques dans le Ruanda. Contribution à l'étude des aspects biologiques du phénomène.* (MÉMOIRE IN-4° DE LA SECTION DES SCIENCES NATURELLES DE L'INSTITUT ROYAL COLONIAL BELGE, Bruxelles, 1932.) En vente à la librairie Falk fils; Georges Van Campenhout, successeur, 22, rue des Paroissiens, à Bruxelles; prix : 26 francs.

changement dans le régime des précipitations a un tout autre aspect. Enfin, si nous nous reportons à la classification des précipitations, établie par nous en relation avec les causes qui les engendrent, c'est surtout des pluies orographiques à caractère dynamique prédominant que les alizés sont les maîtres ⁽¹⁾.

Quoi de plus suggestif à ce propos, que de rappeler les conditions analogues de Madagascar? L'alizé de Sud-Est, qui a traversé l'océan sans heurter aucun obstacle, depuis son origine à la ceinture des hautes pressions subtropicales australes, et qui durant son parcours s'est chargé d'humidité, parvenu au-dessus des côtes de l'île, est forcé de s'élever contre la dorsale. Celle-ci n'a pas une très forte altitude, car elle ne dépasse pas, dans les endroits les plus élevés, l'altitude moyenne de 2,000 mètres. Mais différemment de ce qui arrive sur les dorsales Congo-Nil, toute la masse montagneuse fait obstacle ici, car l'alizé, lui, parvient à un niveau correspondant au niveau de l'océan. Les courants humides qui se forment au-dessus des crêtes faîtières et le long de la côte septentrionale, par un fractionnement de la partie inférieure du courant aérien, engendrent sur le versant oriental des pluies extrêmement abondantes, qui atteignent une moyenne annuelle de 4,849 mm. à Soanierana et de 5,127 mm. à Sainte-Marie.

Même pendant la mousson, avec laquelle l'alizé entre en conflit, ce dernier demeure opérant, car, d'après Ch. Poisson, il reste toujours sen-

(1) Hildebrandsson et Teisserenc de Bort avaient classifié les pluies en trois espèces : la pluie convective, la pluie orographique ou de relief et la pluie cyclonique. Depuis, de nombreux auteurs, parmi lesquels G. E. CURTISS, en 1893, dans *Analysis of the causes of rainfall with special relation to surface condition* (THE AMERICAN MET. JOURNAL, 1893), ont adopté la classification en l'adaptant à la prédominance de l'une ou de l'autre cause dans les diverses latitudes.

Köppen a donné une classification plus récente, se référant surtout aux conditions biologiques du milieu.

Ch. Poisson a distingué pour Madagascar : les pluies de convection en saison chaude, les pluies cycloniques et les pluies d'orage.

Notre classification a distingué : des pluies convectives, des pluies de relief à caractère thermique prédominant et des pluies orographiques à caractère dynamique prédominant, dans le but de montrer, par la signification même de la terminologie, la cause dominante qui les a produites (la circulation générale de l'atmosphère, le relief, ou les conditions générales de radiation par rapport à la latitude).

sible à haute altitude. D'après une communication récente de H. Hubert à l'Académie des Sciences de France, tout le système des isohyètes de la côte Est semble sous la dépendance de la propagation d'un alizé de Sud-Est, qui apporterait *toute l'année* des pluies sur la côte. En hivernage, la mousson de Nord-Est ne serait active qu'entre Mananara et Manantenina et déviée plus ou moins vers l'Est.

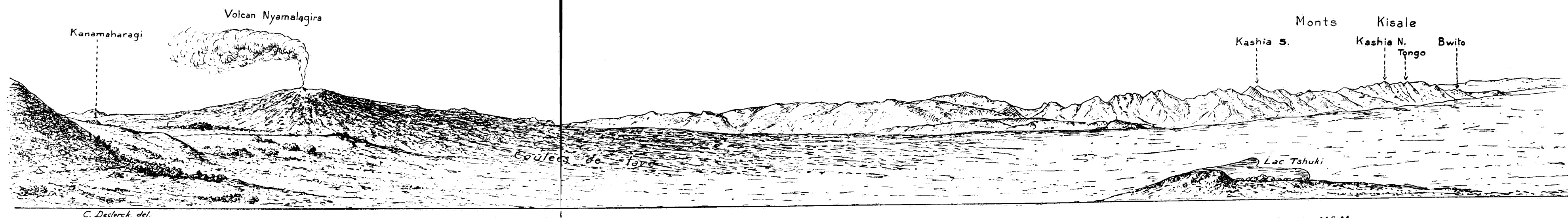
Toutes les pluies qui arrosent le versant oriental de Madagascar sont des pluies orographiques. Leur descripteur les appelle aussi, et très à propos, *les pluies de l'alizé*. La mesure dans laquelle le relief multiplie les situations locales de pluviosité est mise en évidence par Ch. Poisson, lorsqu'il nous déclare que quand l'alizé ne se heurte plus en ligne droite à la côte, mais lui devient parallèle, les pluies diminuent fortement. Nous avons constaté un phénomène analogue pour certains segments du faitage oriental du Kivu.

Ce qui établit une différence fondamentale au sujet de l'action dynamique des reliefs entre Madagascar et nos régions, c'est que dans ces contrées de l'Afrique Centrale, l'alizé arrive déjà élevé à un niveau bien supérieur à celui de l'océan, de sorte que seules des montagnes très hautes peuvent constituer un barrage efficace pour produire des condensations ⁽¹⁾ (voir planche XI, où se trouve reproduit l'aspect de la dorsale congolaise, dans la partie méridionale du bassin du lac Édouard et le croquis schématique n° 9 à p. 46 du mémoire cité sur les Précipitations).

⁽¹⁾ L'influence du relief sur l'augmentation des chutes de pluie est mise encore en évidence par E. Bruzon et P. Carton en Indochine. La chaîne annamitique, déclarent les auteurs, « *commande* tout le climat de l'Annam, si différent de celui du reste de la péninsule ».

La mousson de Nord-Est et la mousson de Sud-Ouest, forcées de s'élever contre la chaîne annamitique, y déterminent des précipitations extrêmement abondantes. Le même phénomène se répète au Cambodge, où la chaîne de l'Éléphant et les monts des Cardamomes forment une barrière contre la mousson d'été. On enregistre ici les plus grandes hauteurs de pluie de l'Indochine : 5,340 millimètres à la station du val d'Émeraude à 950 mètres d'altitude pour la période 1922-1929, avec maximum de 6,259 millimètres.

Dans les territoires que le relief soustrait à l'action des moussons et qui sont livrés, par conséquent, à la seule action des courants convectifs, la chute de pluie peut tomber dans des proportions importantes. Les auteurs citent la région qui s'étend du cap Padaran aux environs de Phan-Thiêt. Elle est très sèche, parce que les montagnes, s'étendant en arc de cercle, l'abritent des deux moussons. La hauteur moyenne annuelle de pluie à la station de Padaran n'atteint plus que 757 millimètres.



Crête Rutshuru - Ruende. — Vue du camp de Boswenda, le 15-4-1911. — D'après le croquis de M. Maury.

L'alizé austral, qui rejoint l'équateur, a perdu en cours de route une grande partie de son humidité initiale et *sa température est froide* par rapport à la latitude, à cause du niveau élevé auquel il a été obligé de se maintenir. L'air chaud qu'il entraîne dans sa partie inférieure et qu'il trouve agité par la convection, sur son passage au-dessus des plateaux dénudés à l'Ouest du lac Victoria-Nyanza, n'est utilisé aux effets de la condensation qu'après qu'il aura rebondi de la façon décrite, au-dessus du lac, de la forêt ou de toute autre surface humide. Le taux de nébulosité relativement faible au-dessus de ces hauts plateaux et la pauvreté relative en vapeur d'eau de leur atmosphère sont indubitablement des causes auxquelles il faut attribuer l'inexistence, au centre du continent et sous l'équateur, de fortes hauteurs de pluie analogues à celles que l'on rencontre dans certaines régions montagneuses des tropiques, ou de la bande équatoriale, soumises à l'action des moussons ou d'un alizé océanique ⁽¹⁾.

Le centre de l'Afrique n'a et ne peut avoir que des maxima orographiques localisés, même dans la zone que l'on peut croire proche de l'équateur thermique, comme, par exemple, dans le massif du Ruwenzori, au-dessus duquel passe probablement l'équateur hyétométrique ⁽²⁾.

⁽¹⁾ Au Sud du 15° lat. Nord, sur les côtes de la Sierra-Leone et du Liberia à l'Ouest et de la Nigeria et du Cameroun à l'Est, sous l'influence des moussons Sud-Ouest, on enregistre des chutes de pluie de 4,000 millimètres par an (pluies de mousson).

⁽²⁾ M. le Prof^r L. Hauman, botaniste de l'expédition belge au Ruwenzori en 1932, dans une communication présentée à l'Académie des Sciences de Belgique, nous renseigne que du 13 juillet au 5 août tombèrent au campement de la mission, établi à 4,200 mètres d'altitude sur le versant occidental, 101 millimètres d'eau avec 18 journées de pluie mesurable, tandis qu'en tombèrent seulement 78 millimètres à 4,350 mètres d'altitude (lac Gris) pendant la même période de temps.

Au chapitre III nous avons reproduit la liste complète des pluies observées au camp de la mission belge à 4,200 mètres et dont le relevé est dû à M. L. Burgeon, entomologiste de l'expédition. Dans une *Note sur la faune entomologique du Ruwenzori*, présentée à l'Institut Royal Colonial Belge et publiée dans le BULLETIN DES SÉANCES d'avril 1933, pp. 455-469, et dans laquelle est insérée la liste des pluies et des températures reproduite par nous, M. Burgeon émet des considérations climatologiques que nous estimons utile de relever partiellement. Se basant sur vingt-trois jours d'observations, il constate que « la pluviosité du Ruwenzori n'atteint pas des chiffres très élevés ». D'après cet auteur « la pluviosité annuelle moyenne du Ruwenzori serait de 1,600 millimètres ». Si nous

Si nous cherchons à nous prévaloir de ces causes d'ordre général pour expliquer des faits de détail, comme, par exemple, l'aridité relative que l'on constate sur le versant oriental des volcans du massif des Mufumbiru, nous comprendrons par quelle cause les lacs nombreux qui les entourent des côtés Sud, Sud-Est et Nord-Est, tantôt sur le territoire du Congo belge, tantôt sur le territoire de l'Uganda, et les vastes plaines de lave, au-dessus desquelles l'air est surchauffé, n'exercent aucune influence appréciable sur une augmentation locale de la pluie.

La production de vapeur d'eau par ces lacs, qui dans l'ensemble constituent une surface évaporante d'une certaine étendue, doit y être intense. Où va cette vapeur d'eau ? Élevée par la convection d'abord et charriée ensuite vers l'Ouest par l'alizé boréal, ces masses d'air chaudes et humides se heurtent au groupe des volcans occidentaux, dont l'orientation leur barre la route (voir à ce propos la carte hypsométrique où la direction des divers faîtages est marquée). *Les volcans orientaux* (le Muhavura, le Mgainga et le Sabinyo) orientés approximativement du Nord-Est au Sud-Est *n'exer-*

appliquons au Ruwenzori le double gradient des pluies trouvé par nous *experimentalement* et à la suite de quatre années d'observations, pour les montagnes du Kivu, et si nous établissons l'isohyète maximum du versant occidental à 2,200 mètres d'altitude, niveau qui est indiqué par la limite supérieure de la forêt équatoriale de montagne (L. Hauman), la hauteur de pluie du Ruwenzori au niveau des précipitations maxima serait de 3,950 millimètres par an. G. Kendrew estime à 4,000 millimètres la pluviosité annuelle maximum du Ruwenzori, et nos calculs, par approximation, concordent bien avec le chiffre indiqué par le météorologiste anglais. Si l'on tient compte encore que le relevé de M. Burgeon a été fait en août, le mois le plus sec de l'année, le chiffre que nous avons indiqué a plus de probabilité d'être au-dessous qu'au-dessus de la réalité.

La forte différence entre nos conclusions et celles de l'entomologiste M. Burgeon tient à ce simple fait : que cet auteur a oublié de tenir compte que dans toute montagne il y a un niveau des précipitations maxima, situé à une altitude différente selon le versant et selon diverses autres causes, au-dessus et au-dessous duquel la hauteur des pluies diminue.

Ce phénomène est commun à tous les systèmes montagneux. Déjà en 1878 Demontzey observait que dans les Alpes françaises le niveau des précipitations maxima se place à 2,500 mètres d'altitude, au-dessus duquel les précipitations diminuent. Par la suite on a trouvé que le niveau était à 2,000 mètres sur le versant Sud des Alpes suisses, à 2,200 mètres sur le versant Nord.

Quant aux séduisantes déductions paléoclimatiques de M. Burgeon, nous ne pouvons fournir d'appréciation, ignorant les documents et les observations sur lesquels elles sont fondées.

cent aucune action de barrage (la répartition de la végétation primitive sur les versants orientaux et sur les versants occidentaux en est une preuve tangible).

Ces courants, obligés d'escalader les pentes raides des volcans occidentaux (le Karisimbi et le Mikenô; le Niragongo et le Nyamalagira), se divisent en filets latéraux et constituent ces tourbillons « sous le vent » dont nous avons parlé maintes fois. L'air chaud et humide, alimenté par l'évaporation de la forêt dense couvrant le massif volcanique et par les émanations de vapeur d'eau des cratères, est condensé; toutes les conditions de perturbation nécessaires à la formation des cumulonimbus étant ainsi réalisées, la pluie tombe en abondance. Le calorique rayonné par les volcans actifs et les dispositifs particuliers du relief entretiennent dans ce secteur de partage, entre le Kivu et l'Édouard, ce deuxième centre de perturbation atmosphérique dont nous avons parlé.

Un autre point qui paraît digne encore d'arrêter notre attention est de rechercher les *causes qui entretiennent la prédominance des orages à foudre pendant la saison pluvieuse de l'équinoxe boréal*.

Nous avons renoncé à distinguer une catégorie particulière de « pluies d'orage », parce que l'apport de ce météore à la quantité d'eau qui tombe dans une localité déterminée ne pourrait être séparé du phénomène général de la pluviosité.

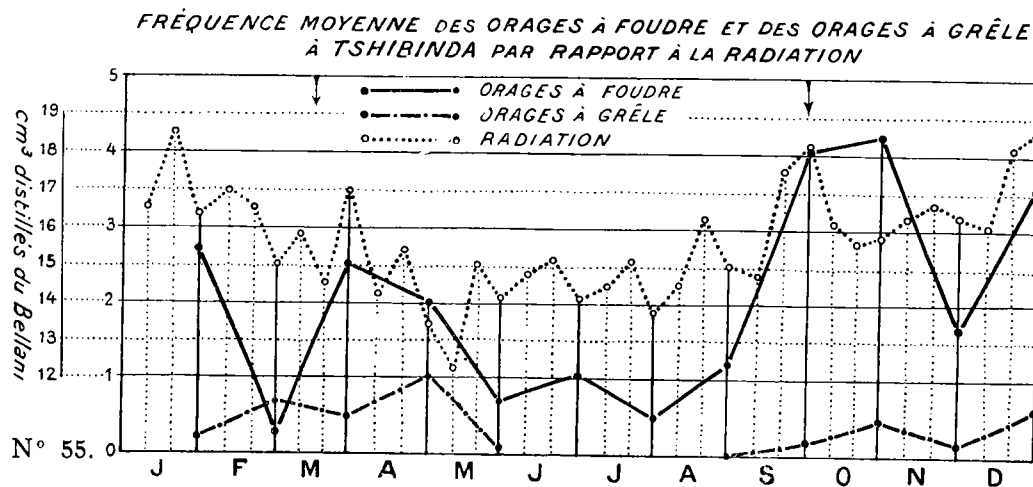
L'orage est une *forme* accidentelle de l'apparition de la pluie et les causes qui le produisent sont les mêmes qui président à la genèse du cumulonimbus. Sa manifestation varie d'un endroit à l'autre et, en large mesure, elle est indépendante de la hauteur annuelle des précipitations.

Si nous établissons un parallélisme entre la courbe annuelle de la radiation et la courbe de fréquence des orages à foudre, comme le climogramme n° 55 construit pour Tshibinda le laisse apparaître, nous y voyons que la plus grande activité orageuse de septembre et d'octobre coïncide avec le maximum annuel de la radiation solaire, pendant le passage du soleil au zénith de la station, à l'époque de l'équinoxe boréal.

Cette même période ne donne pourtant pas les chutes d'eau les plus abondantes, ce qui peut signifier que les courants verticaux n'ont pas atteint à cette époque leur plus grande vitesse (à la station de Tshibinda).

La plus grande fréquence des orages à grêle pendant la saison zénithale australe semble confirmer notre hypothèse ⁽¹⁾.

La cause évidente qui entretient en septembre et octobre la plus grande fréquence des orages à foudre est constituée par les *poussières* répandues en grande quantité dans l'atmosphère et accumulées pendant la saison sèche du solstice boréal. Ce fait, commun à une bonne partie des zones tropicales, est implicitement reconnu à Madagascar par Ch. Poisson, alors qu'il constate que « les premiers orages de la saison, où les décharges s'opèrent à travers un air plus sec et vers un sol desséché, manifestent des coups de foudre de plus grande intensité ». Ils se produisent de pré-



férence en octobre, mois de transition entre le régime de l'alizé et le régime de la mousson.

De même qu'à Madagascar, nous avons de grands plateaux dénudés (le Ruanda et l'Urundi), ayant des sols en majorité latéritiques, qui sont les fournisseurs naturels de poussières, au cours de la saison sèche. Celle-ci, dans la partie orientale des plateaux, dure souvent cinq mois consécutifs.

⁽¹⁾ L'orage à grêle présuppose une plus grande vitesse ascensionnelle des courants verticaux et des phénomènes de sursaturation, qui ne peuvent avoir lieu que dans une atmosphère dépourvue de poussières.

Sous l'action de l'insolation intense, ces latérites cèdent au vent, plus facilement que tout autre sol, des poussières extrêmement fines, qui sont transportées vers le haut par les courants de convection, charriées et répandues ensuite par l'alizé à de très grandes distances.

Les incendies de brousse, ainsi que nous y avons fait allusion dans le chapitre VII, allumés sur des étendues parfois énormes, chaque fois qu'il fait sec, sont une deuxième source de poussières. Les cendres extrêmement fines, résidus de la combustion des herbes, sont également transportées vers le haut et répandues à distance par le même procédé.

Les émanations des volcans actifs constituent une troisième source de poussières. Ces énormes quantités de poussières flottent dans l'atmosphère pendant la saison sèche et donnent lieu à ces « brumes » que d'aucuns appellent les « brumes sèches », bien connues des régions équatoriales et des déserts.

Au-dessus de toutes les concavités du relief : lacs, vallées, marécages, etc., siège pendant le jour de tourbillons convectifs plus actifs, l'air est plus fortement saturé de poussières par l'effet même de la pesanteur. La brise de montagne réussit à les évacuer pendant la nuit, sur les pentes plus élevées, au-dessus desquelles l'air redevient limpide. Pendant le jour, même dans les endroits très élevés, la convection les remet en circulation et la visibilité en est parfois fortement réduite.

Les auteurs sont unanimes à reconnaître ces poussières comme étant la cause première des condensations. M. Coulier l'admettait déjà en 1875. L'activation de la convection par l'arrivée du soleil au zénith trouve les conditions les plus favorables pour la formation des cumulonimbus et accessoirement pour une plus grande intensité des manifestations électriques. D'où la plus grande fréquence des orages à foudre pendant les mois les plus chauds, succédant à la saison sèche du solstice boréal.

Il s'agit d'orages dans le sens strict de la définition et non pas de *grains*. Dans les latitudes moyennes, le grain fait souvent partie du système nuageux cyclonique et présuppose la formation d'anses, ou sinuosités isobariques, le long desquelles il se déplace et se manifeste (ligne de grain), parfois sur un parcours dépassant mille kilomètres. Dans nos latitudes équatoriales l'orage se forme approximativement aux mêmes endroits et se déplace selon des trajectoires plus fréquentées. Il a surtout

le caractère de phénomène local, dont la répercussion n'a jamais une aire très étendue (voir chapitre IX du mémoire cité) ⁽¹⁾.

L'orage qui passe au-dessus d'une station munie d'enregistreurs produit sur les instruments les mêmes phénomènes qu'y produit ordinairement le passage d'un grain : un crochet du barographe, chute brusque de la température, élévation du pourcent d'humidité relative, coups de vent de direction opposée (probablement le vent tourne comme à l'intérieur d'un cyclone) (voir chapitre X du même mémoire). Mais ce ne sont ici que les *apparences du grain*.

La pluie et la grêle du cumulonimbus, qui viennent d'altitude assez élevée (près de 10,000 m.) et qui, par conséquent, sont froides, refroidissent les couches basses de l'atmosphère. Dès lors, l'identité entre les phénomènes notés au passage du cumulonimbus dans les zones équatoriales, et les phénomènes produits par le passage du grain dans les latitudes moyennes est établie. *L'évaporation n'intervient que pour une part infime dans le refroidissement de l'air, car l'humidité spécifique de celui-ci est pratiquement la même avant et après l'orage*. Ce phénomène est mis en évidence dans le tableau que nous donnons au chapitre IV, à propos de l'action des rafales sur la température, l'humidité et la radiation. Il est admis que les anomalies de la distribution verticale des températures, que l'on remarque souvent dans la formation d'une surface orageuse, sont réalisées par les mêmes causes qui entretiennent les noyaux de perturbation.

Un orage qui se déplace disparaît rapidement si au-dessus des régions qu'il traverse ne se renouvellent pas les conditions nécessaires à la formation des cumulonimbus, parmi lesquelles sont en première ligne les courants ascendants, chauds et humides (les *impulsions* venant renouveler l'énergie cinétique du mouvement convectionnel). Les conditions de relief les plus variées sont offertes, à ce point de vue, au passage des orages dans nos régions. Nous avons déjà signalé deux trajectoires fréquentées de préférence (voir chapitre IX du mémoire cité) : sur la trajectoire la plus méridionale, qui alterne sur son parcours des surfaces d'eau et des barrières montagneuses avec de fortes dénivellations et des forêts étendues, les

(1) Les observations des aéronautes attribuent aux tourbillons à axe horizontal du cumulonimbus d'orage un diamètre d'au moins 1,000 mètres et l'altitude de leur axe est située à environ 1,500 mètres au-dessus du sol.

nuages orageux donnent des précipitations abondantes; sur la trajectoire la plus septentrionale, les précipitations se maintiennent, relativement abondantes, sur les côtes escarpées des rives occidentales du Kivu (golfe de Kabuno-Kashanga); elles diminuent au-dessus du haut plateau de Kahundu et ne redeviennent abondantes que lorsque l'orage se heurte à la pente abrupte du versant occidental de la dorsale du Ruanda. Les diverses températures au-dessus des bords escarpés et la ligne de fœhn se trouvant au-dessus du lac modifient profondément les conditions d'alimentation de l'orage.

Au-dessus du plateau de Kahundu, par exemple, haut en moyenne de 2,000 m., l'orage rencontre des températures basses et un air relativement pauvre en humidité. La forêt dense ombrophile, qui n'est éloignée que d'une cinquantaine de kilomètres en direction du fleuve Congo, n'exerce aucune action de fournisseur d'humidité, à cause des courants dominants dirigés de l'Est à l'Ouest. La pluviosité qui en résulte dans la région est faible, par rapport à son altitude. Il est certain que la hauteur annuelle de pluie (1,454 mm.) à la station de Kahundu est supérieure à la moyenne réelle du plateau, étant donnée la position de la station, située au fond d'une vallée étroite en forme d'entonnoir.

La ligne de fœhn peut détourner les orages et même les détruire, par le mélange d'air moins humide qui s'y produit au-dessus des nuages et surtout par le réchauffement adiabatique du mouvement descendant, si leur déplacement n'est pas dans le sens du courant dominant. Ainsi la ligne de fœhn, existant approximativement au-dessus de l'île Idjwi, provoque parfois la disparition des orages provenant de la dorsale congolaise et qui se dirigent vers la chaîne faîtière du Ruanda (orages de retour). Ces nuages, qui passent ordinairement dans l'après-midi, parvenus au-dessus du lac, rencontrent des courants de convection dont la vitesse est déjà fortement ralentie. Les courants descendants du fœhn n'étant plus combattus par une convection active et dont le mouvement est dirigé vers l'Ouest, c'est-à-dire en sens inverse à la direction de l'orage, peuvent ainsi faire facilement obstacle à leur marche et en provoquer la dissolution.

Nous n'avons pas de séries d'observations pour le Ruanda, mais il est certain que dans cette région la fréquence des orages n'est pas grande et la chute de la grêle doit y être relativement rare. De manière analogue à

ce qui arrive dans les régions arides, la température y est élevée, mais l'humidité fait défaut ⁽¹⁾. Dans ces conditions les courants ascendants montent à des altitudes moins élevées; le fractionnement des gouttes est moins intense; les grêlons se forment difficilement à une altitude plus basse; la couche d'eau où ils séjournent est moins épaisse et il en résulte que l'orage est faible, et l'averse, si elle est abondante, est presque exclusivement liquide ou simplement constituée par des grêlons de petite dimension.

Ceci est bien une situation inverse de celle qui explique la fréquence moindre des orages à Tshibinda, par rapport aux volcans Mufumbiru. A Tshibinda l'humidité et les pluies abondent, mais la température est basse et probablement sa décroissance au-dessus des pentes est aussi moins rapide. L'orage voit alors sa violence affaiblie ⁽²⁾. Les Mufumbiru, par contre, réalisent toutes les conditions requises pour un développement maximum de l'orage : humidité abondante et température élevée. Les

⁽¹⁾ La qualité des nuages venant se former au-dessus d'une région donnée, règle les *précipitations*. A ce propos V. et J. Bjerknes, Solberg et Bergeron mettent en lumière le rôle très important des particules de glace dans la formation des précipitations. « Il semble que dans les nuages privés de cristaux de glace, l'accroissement des gouttelettes par condensation ou agglomération ne se produise que fort lentement et que les précipitations restent faibles ou manquent totalement. Par contre, lorsque les nuages sont formés à la fois de gouttelettes liquides et de cristaux, et que la température est supérieure à 0°, il se condense de l'eau sur les cristaux aux dépens des gouttelettes liquides en vertu du principe de la paroi froide; si la température est inférieure à 0°, toutes les particules ont à peu près la même température, mais le processus évolue toujours dans le même sens et doit être même plus rapide par suite de la tension de vapeur des gouttelettes en surfusion plus élevée que celle de la glace à même température. Les particules de glace ainsi accrues acquièrent une vitesse de chute plus grande que celle des gouttelettes liquides et finissent par quitter le nuage en donnant lieu à des précipitations. Les gouttes de pluie, les flocons de neige ou les grêlons ainsi formés sont d'autant plus gros que l'épaisseur des nuages est plus grande. »

⁽²⁾ Il est vraisemblable que la forêt, par l'atmosphère refroidie qu'elle maintient au-dessus de sa surface, fasse obstacle à la formation de la grêle, ou plus exactement à l'accélération de la vitesse des courants ascendants, nécessaire pour que la grêle se forme. Mais pendant le passage d'un cumulonimbus au-dessus de larges clairières dénudées, l'énergie interne du nuage peut être alimentée par des différences brusques de température, de manière que l'action de la forêt est *localement* neutralisée. Nous avons eu l'occasion de le constater personnellement en territoire de Fendula, sur le versant Ouest de la dorsale congolaise.

manifestations électriques y sont plus intenses indépendamment de la chute de pluie ou de grêle.

Si nous comparons le nombre annuel d'orages de notre région avec celui renseigné par la carte de Klossovsky pour les diverses contrées équatoriales, tropicales et tempérées du globe, nous voyons que cette partie de l'Afrique Centrale se range, tantôt parmi les régions équatoriales littorales, quand les causes productrices d'orages se réalisent au grand complet, tantôt parmi les régions tempérées, quand seulement une partie des conditions nécessaires au plein développement du cumulonimbus est réalisée.

Les contrastes si marquants dans les aspects du climat, que nous avons mis en évidence en parlant d'autres éléments météorologiques, se répètent au sujet des orages. En effet, on enregistre une moyenne de 219 orages annuels à Nyundo (volcans Mufumbiru) contre 29 à Tshibinda. Batavia en enregistre 94; Buitenzorg 167; Palembang 116; Tananarive 95; Bismarckburg (sur le littoral équatorial de l'Afrique Occidentale) 200; Cristiansburg 65. Pour les régions tempérées: 42 à Rome, 45 sur les côtes de l'Adriatique; 28 à Paris.

Un météore que les auteurs signalent comme fréquent dans les pays équatoriaux est donné par les *tornades* et les *trombes*. Une chaleur accablante et une forte humidité sont les conditions indispensables pour que ces phénomènes se réalisent. Nulle part, sur tous ces territoires d'altitude, ne règnent des températures élevées à un quelconque moment de l'année. C'est la raison pour laquelle la tornade est pour ainsi dire inexistante. Toutefois, par suite de la grande instabilité de l'atmosphère au-dessus du lac, spécialement à l'époque des équinoxes, des trombes peuvent se former. Nous avons pu en voir une, se dirigeant du Nord au Sud, entre la rive occidentale du Kivu et l'île Idjwi. Observée d'assez loin, elle présentait la forme ordinaire, décrite par la plupart des auteurs: un cylindre étroit, étranglé un peu au-dessus de la base, de façon à simuler un double cône, animé d'un mouvement giratoire interne et d'un mouvement de translation. La couleur du nuage était noirâtre et à l'intérieur de la trombe se produisaient des décharges électriques. Nous croyons que ces trombes se forment de préférence sur le lac, en corres-

pondance de la ligne de thalweg des vallées profondes, orientées normalement à la rive. Y aurait-il dans ces vallées encaissées une production d'air, surchauffé pendant le jour, et un écoulement d'air très froid pendant la nuit, qui favoriseraient une perturbation profonde des températures au-dessus du lac? En tous cas, ces phénomènes sont assez rares et les dégâts qu'ils peuvent produire sont faibles ⁽¹⁾.

De véritables tornades sont signalées comme étant plus fréquentes sur le lac Tanganyika. Elles y acquièrent une telle violence, qu'elles mettent en danger la navigation. La température plus élevée que l'on y rencontre (l'isotherme de la partie septentrionale est de 23°9) crée ici des conditions favorables à l'apparition du phénomène. N'ayant pas de données d'observation directe, nous donnons en note la description d'une tornade sur le lac Victoria-Nyanza, faite par Sir A. Walter, directeur du service météorologique de l'Est-Africain anglais. On remarquera dans les phénomènes qui y sont relatés l'inversion brusque des vents telle que nous l'avons décrite pour les orages, passant au-dessus de Tshibinda, et la direction des brises orientées toujours en sens normal aux rives ⁽²⁾.

(¹) En 1905, pendant la saison des pluies de l'équinoxe boréal, M. l'Ing^r Maury, alors chargé de mission cartographique dans la région du Kivu, a pu observer distinctement trois trombes qui se suivaient à une certaine distance l'une de l'autre le long de la rive orientale de l'île Idjwi et se déplaçaient du Sud au Nord. D'après M. Maury elles avaient la forme ordinaire d'un double cône, dont la partie supérieure de l'un était rattachée au plafond nuageux. Une autre fois il a assisté à la formation d'une quatrième trombe à proximité de la rive septentrionale du Ruanda. Il a pu observer nettement l'action de *succion* que la trombe exerçait sur la surface d'eau. Le vent était violent et soufflait du Nord. L'eau du lac était soulevée en vagues de dix mètres de hauteur, tandis que la pluie tombait par averses dans la zone d'influence de la trombe.

D'après M. Maury, les orages (tornades) sont fréquents entre midi et quinze heures au N.-E. du promontoire Mabula, au Nord de la baie de Kalehe (rive occidentale du Kivu).

(²) Sir A. Walter décrit un orage qui s'est produit dans la nuit du 18 au 19 mai 1930 sur le lac Victoria-Nyanza et rencontré par le bateau *Clement Hill* :

« Le *Clement Hill* quitta Kisumu à dix heures du matin, le 18 mai. Après avoir quitté le passage étroit à l'extrême limite du golfe de Kavirondo, le bateau poursuivit sa course N.-W. vers le passage des petites îles, dispersées à la partie N. du grand lac.

» Le temps avait été beau toute la journée, et le ciel dégagé de nuages était d'un bleu profond par dessus le lac. Vers l'après-midi les nuages habituels

Le récent travail de L. Besson sur *La variation diurne de la pluie à Paris* nous a déterminé à réexaminer si les courants locaux avaient, dans nos régions, une influence effective sur la variation diurne de l'intensité des chutes et de la fréquence d'apparition de la pluie. Le diagramme, que

passant au-dessus de la terre se transformèrent rapidement de l'état de cumulus en cumulonimbus très épais. Ces nuages étaient clairement de convection et étaient dus aux courants ascendants créés par le surchauffement de la terre.

» Il est regrettable que nos connaissances de la météorologie du grand lac soient si pauvres, mais de nos observations personnelles (sans instruments) le régime des vents nous apparut comme suit :

» Vers le milieu de la journée, entre dix et onze heures, les courants d'air s'étendaient du centre du lac vers les rives, dans toutes les directions, donnant lieu à un faible courant ascendant produit, comme nous l'avons dit, par le surchauffement des terres. Il est prouvé que les vents soufflent du centre du lac vers les rives. Il y a cependant des irrégularités; principalement dans le S., où le vent normal de S.-E. pénètre quelquefois à l'intérieur du lac, bien que la vitesse de ce courant de S.-E. soit faible. Pendant ce temps, au centre du lac le ciel semblait dépourvu de nuages de convection.

» Dans l'après-midi l'évaporation sur la surface du lac devint considérable, et les courants d'air dirigés du lac vers les rives étaient nécessairement fortement chargés d'humidité. Cette humidité précipitée dans le courant ascendant et la chaleur libérée par la condensation tendaient à accentuer le gradient de température horizontal entre la terre et la surface du lac. Les jours pendant lesquels les vents ordinaires des niveaux élevés sont faibles ou entièrement absents, ces courants ascendants doivent trouver leur route en retournant vers le centre du lac. Les détails de cette circulation seraient un sujet intéressant d'investigation. Les jours où les courants d'air normaux des niveaux moyens et élevés sont forts, il est probable que cette circulation locale est brisée et que les courants descendants ne font pas retour des rives vers le centre du lac.

» Il est probable que les jours où les courants moyens et supérieurs sont suffisamment forts, l'air chargé d'humidité, au lieu de retourner au centre du lac, sera dirigé vers le Nord et causera sans doute les chutes de pluie qui se produisent en Uganda vers la fin de l'après-midi.

» Les orages sur le lac paraissent se produire tard dans la soirée ou très tôt le matin. Leur formation exacte ne sera connue qu'après de minutieuses études; toutefois il apparaît évident que le tourbillon ne se forme pas à la surface du lac, mais plutôt au niveau des nuages.

» Il suit de ces considérations générales que les orages qui se forment au-dessus du lac, bien que prenant leur origine dans des conditions de thunderstorm (orage à foudre), participent plus à une formation de tornade qu'à un simple tourbillon. Cyclones et anticyclones, avec leur différence de formation barométrique, appartiennent aux latitudes élevées, où la force de déviation de rotation de la terre détermine la direction du mouvement du tourbillon. A l'équateur les circulations cycloniques ou anticycloniques sont impossibles.

» Les orages sur le lac paraissent donc s'approcher de la formation de

nous avons reproduit dans notre mémoire préliminaire (voir chap. XIII), révèle déjà le caractère des précipitations dans les différentes heures de la journée. Le caractère d'averse atteint son maximum dans les heures post-

tornado, mais cependant aucun vent de ces tourbillons ne semble dépasser 8 ou 10 de l'échelle de Beaufort. Ils sont toutefois très dangereux.

» Retournons à l'orage du 18 au 19 mai 1930.

» Après avoir quitté le golfe de Kavirondo, le *Clement Hill* fut pris par une brise fraîche du S.-W. Cette brise s'accrut vers 19 heures; elle avait une force de 4 à 5 (échelle de Beaufort). Le ciel resta clair jusqu'à 20 ou 21 heures, après quoi à l'E. et au S.-E., nous vîmes apparaître de gros nuages accompagnés de quelques éclairs. Il était évident qu'un orage se préparait et le vent S.-W. accentua sa force, passant à 6 ou 8 de l'échelle de Beaufort, tandis qu'une forte houle venait du S.-W. provoquée par la vitesse du vent. A minuit le mouvement du bateau devint inquiétant, tonnerre et éclairs étaient incessants et la pluie tombait à torrent. L'eau passant par dessus le pont entraînait jusque dans les cabines et tout ce qui était cassable fut brisé. C'était terrifiant.

» Vers une heure les conditions étaient devenues si mauvaises que le commandant fit virer le bateau en direction du vent et de la houle.

» Au moment de ce changement de course le bateau était à 33°6' longitude E. et sur la ligne d'équateur. Le commandant essaya de continuer sa course en direction du S.-W. pendant quelques milles par longitude 33°3' E. et latitude 0°3' S., mais le vent retourna au S.-E., exposant le bateau aux mêmes conditions que lorsqu'il naviguait en direction du N.-W. avec vent de S.-W. Le bateau vira encore et pointa vers la petite île de Dwaji, du côté opposé au vent. Ceci se passait à 1 h. 45. Continuant sa course le bateau passa une fois encore l'équateur à la longitude de 33°, lorsque le vent cessa tout à coup. Nous étions évidemment au centre du tourbillon. La pluie tombait toujours avec violence, mais le tonnerre et les éclairs cessèrent avec la chute du vent. Cette accalmie eut une durée approximative de dix minutes, lorsque le vent se remit à souffler du S.-W., puis rapidement changea à l'E., au N.-E. et au N.

» Ce changement fut si rapide que n'importe quel effort eût été inutile; le bateau cependant continua sa course.

» Maintenant les vagues venaient de toutes les directions et une houle confuse roulait le bateau périlleusement. Le bruit que faisaient les objets lourds en se cassant et en se déplaçant était encore plus terrible qu'auparavant. L'angle maximum d'inclinaison fut supérieur à 36° et les oscillations du bateau de crête en crête avaient une durée de 5 ½ secondes.

» Ces conditions alarmantes continuèrent jusqu'à deux heures, lorsque enfin le bateau fut protégé par l'île que le commandant avait en vue quand il fit changer la course.

» L'orage qui était venu du S.-E. rencontra le bateau et le dépassa; la direction de rotation du tourbillon suivait apparemment la direction des aiguilles d'une montre. Par le fait qu'un autre bateau du K. U. R. passé par cette région trois heures plus tôt n'a observé aucun vent violent, on peut penser que le diamètre maximum du tourbillon n'a pas dépassé 24 à 30 milles. »

méridiennes, comme il fallait logiquement s'y attendre, la vitesse des courants ascendants étant la plus forte, peu avant le maximum thermique de la journée. Les averses qui tombent vers le coucher du soleil sont souvent le produit d'un orage provenant de l'Ouest et qui a été alimenté au-dessus de la grande forêt. A l'exception de ce cas, la pluie qui tombe après le coucher du soleil et pendant la nuit a perdu tout caractère d'averse. C'est une pluie fine qui tombe de nuages stratiformes, du même genre que les pluies cycloniques des latitudes tempérées, qui persiste souvent plusieurs heures et ne cesse qu'à l'apparition du minimum thermique (l'air au-dessus du sol est plus chaud de son substratum). La structure du temps à Tshibinda devient alors tout à fait analogue à celle que L. Besson constate pour Paris. Pendant le jour, les courants de convection sont les producteurs des averses, en l'absence d'autres vents qui ne soient ni la brise d'Est, ni les courants supérieurs de Sud-Est, qui stimulent le système orageux à se déplacer vers l'Ouest. Pendant la nuit, le refroidissement, plus ou moins intense, est celui qui établit ce que l'auteur appelle le *degré de persistance* de la pluie. La brise de montagne, dans certains cas, peut favoriser la condensation, si la teneur en vapeur d'eau de l'air est élevée. Il arrive souvent, particulièrement aux mois d'avril et de mai, qu'à une averse ou à une grêle tombée dans l'après-midi succèdent des brouillards parfois très denses (visibilité de 50 à 20 mètres), qui persistent plusieurs heures et sont dissous pendant la nuit par une pluie fine, qui dure jusqu'au lever du soleil. Le refroidissement causé par la pluie d'averse, provenant des strates très élevées de l'atmosphère, ou par la grêle, est la cause du brouillard au sol, dans un air rendu précédemment très humide.

Dans notre mémoire préliminaire précité, nous avons omis les tableaux de pluviosité des stations du réseau, estimant que la représentation graphique des hauteurs des précipitations pouvait suffire. Si les diagrammes gardent une certaine clarté, alors que le nombre d'années d'observation est relativement petit, l'enchevêtrement des lignes, dans un diagramme représentant une longue période d'observation, lui fait perdre beaucoup de sa signification pratique. Pour obvier autant que possible à cet inconvénient, le Ministère des Colonies a publié dans le *Bulletin agricole du Congo belge* de juin 1934, pp. 217-249, les relevés de toutes les stations du réseau, exprimés en moyennes décadales. La publication détaillée

en a été faite en vue de leur application aux recherches phénologiques. Nous annexons à ce chapitre un tableau des *moyennes mensuelles* de pluviosité de toutes les stations du réseau, groupées dans l'ordre établi précédemment et complétées d'observations faites au cours de l'année 1932 ⁽¹⁾. Ce tableau, qui adopte le mois comme division du temps, dans le but d'en faciliter les comparaisons avec d'autres régions (le mois étant une division purement artificielle), complètera les tableaux donnés dans le mémoire préliminaire. Les chutes de pluie avaient été groupées par « saison », au lieu de les scinder par mois, considérant les saisons comme des périodes climatiques réelles, tandis que les mois sont des unités de temps conventionnelles.

(1) Dans les totaux annuels de certaines stations du Ruanda, reportés dans notre note préliminaire sur *Les Famines périodiques dans le Ruanda*, des erreurs de calcul de peu d'importance se sont glissées; nous avons tenu à les rectifier par une nouvelle vérification de toutes les séries d'observations, dans le tableau ci-annexé.

Stations du bassin du Kivu et du Ruanda.

STATIONS (période d'observation).	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Total annuel (mm).
Régime de l'alizé austral.													
<i>Birava</i> , 2°20'30" S; 28°54' G; 1,555 m. alt. (1928-1932)	174,8	76,0	153,0	103,9	82,4	29,3	15,9	58,4	107,4	133,6	87,4	90,7	1105,5
<i>Katana</i> (Mugeri), 2°12'50" S; 28°51'30" G; 1,500 m. alt. (1928-1932)	139,8	76,6	188,4	147,7	67,2	50,1	24,2	75,4	135,8	156,3	114,9	146,9	1323,3
<i>Kalehe</i> , 2°06'30" S; 29°55'10" G; 1,500 m. alt. (1928-1932)	173,4	103,9	159,2	256,2	182,3	84,0	37,6	52,6	118,8	159,8	148,8	128,8	1605,4
<i>Shangugu</i> , 2°29' S; 28°53'35" G; 1,500 m. alt. (1930-1931)	172,7	76,7	159,9	116,4	52,1	24,5	22,9	50,6	102,4	165,4	124,6	146,8	1215,0
<i>Busangania</i> , 2°22'30" S; 28°48'10" G; 1,610 m. alt. (1928-1932)	149,3	108,0	152,8	187,6	112,8	37,5	23,1	53,9	121,4	152,8	90,7	127,0	1316,9
<i>Buinika</i> , 1,710 m. alt. (1928-1932)	126,8	98,9	192,2	206,1	162,2	42,6	15,8	39,2	128,7	169,1	112,8	136,2	1430,6
<i>Dendexi</i> , 2°26'45" S; 29°02'40" G; 1,650 m. alt. (1925-1931)	159,7	149,3	202,7	188,7	149,8	60,8	33,2	82,2	172,7	268,4	207,7	165,5	1840,7
<i>Rubengera</i> , 2°02'45" S; 28°24'30" G; 1,700 m. alt. (1928-1932)	74,9	101,2	163,2	165,3	114,1	27,1	17,2	36,6	127,1	110,1	76,4	111,9	1125,1
<i>Tshibinda</i> , 2°19'20" S; 28°45'25" G; 2,115 m. alt. (1928-1932)	173,3	117,8	229,4	247,9	180,6	69,9	32,2	76	159,8	246,0	154,8	190,3	1883,0
<i>Mt Bukulumissa</i> , 2°49'40" S; 28°43'10" G; 2,430 m. alt. (1928-1931) ⁽¹⁾	186,0	136,3	320,2	328,5	243,2	65,5	58,9	98,0	174,1	256,5	182,3	244,5	2294,0
<i>Mt Kahuzi</i> , 2°15' S; 28°40' G; 3,308 m. alt. (1929-1933)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1631,0
<i>Mule</i> , 1,850 m. alt. (1929)	127,5	99,5	248,5	105,2	144,0	83,5	132,0	135,0	122,0	224,5	163,8	190,0	1775,0
<i>Mogombe</i> , 3°03'30" S; 28°45'35" G; 1,350 m. alt. (nov. 1928-oct. 1929)	191,8	234,8	137,3	71,8	103,2	107,6	212,5	121,6	206,5	96,5	430,2	206,5	2120,3
<i>Kabare</i> (Tshibimba), 2°29'30" S; 20°48'00" G; 1,925 m. alt. (1928-1932)	161,3	121,6	184,1	148,2	69,7	24,7	15,7	39,1	109,3	191,7	141,3	146,3	1353,0
<i>Ngushe</i> , 2°42' S; 28°38'30" G; 1,730 m. alt. (1928-1932)	122,9	103,4	170,7	196,4	82,8	41,7	43,2	33,9	93,0	102,4	158,9	150,4	1299,7
<i>Nya-Ngezi</i> , 2°41'25" S; 28°51'55" G; 1,600 m. alt. (1929)	130,7	121,1	163,1	177,7	120,8	30,9	7,0	25,0	103,7	111,7	137,3	156,4	1312,4
<i>Mont Bisunzu</i> (Buzuzu), 2°36'52" S; 30°25'45" G; 2,523 m. alt. (3/6/1929-3/6/1933)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1196,0
<i>Uvira</i> , 3°24'25" S; 29°08'30" G; 800 m. alt. (1928-1932)	165,6	73,7	171,4	146,2	111,2	5,8	18,2	17,1	48,1	35,5	50,4	96,9	940,1

(1) On n'a pas tenu compte des observations des années 1932 et 1933, n'apparaissant pas suffisamment certaines.

STATIONS (période d'observation).	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Total annuel (mm).
Régime de l'alizé boréal.													
<i>Bobandana</i> , 1°42'30" S; 29°01' G; 1,550 m. alt. (1928-1932).	88,8	62,7	147,7	247,6	212,6	56,1	68,8	60,2	115,9	137,5	120,2	136,6	1454,7
<i>Kahundu</i> , 1,925 m. alt. (1928-1931)	162,2	155,9	164,2	151,9	84,1	43,5	48,5	65,6	129,0	180,2	143,9	135,3	1464,3
<i>Mont Bugoy</i> , 1°20'35" S; 29°05'15" G; 2,230 m. alt. (18/3/1930-18/3/1934).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1546,2
<i>Kabaya</i> , 1°44'10" S; 29°31'25" G; 2,025 m. alt. (1930-1931).	101,5	89,0	228,4	167,1	129,3	50,2	43,5	86,2	124,1	161,5	106,8	72,4	1360,0
<i>Kissenye</i> , 1°42'05" S; 29°15'18" G; 1,470 m. alt. (1929-1932)	65,3	51,4	122,1	124,0	95,2	79,6	31,1	91,9	141,6	96,1	103,4	116,3	1118,0
<i>Nyundo</i> , 1°42'16" S; 29°19'22" G; 1,880 m. alt. (1928-1932)	114,2	108,2	187,6	206,2	133,4	53,4	29,4	76,3	137,8	148,5	100,5	116,1	1411,6
<i>Ruhengeri</i> , 1°30' S; 29°38' G; 1,850 m. alt. (1928-1932).	61,4	74,7	154,3	201,7	142,0	48,6	44,1	51,5	107,4	151,9	117,3	87,9	1242,9
<i>Lulenga</i> (Rugari), 1°24'40" S; 29°22'20" G; 1,800 m. alt. (1928-1932).	126,9	105,9	184,2	239,2	186,1	134,9	92,9	98,3	211,6	226,2	156,1	137,9	1900,2
<i>Sommet du Karisimbi</i> , 1°30'23" S; 29°26'54" G; 4,506 m. alt. (19 févr. 1930-19 févr. 1934)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	882,1
Massif du Ruanda.													
<i>Rwaza</i> , 1°32' S; 29°42' G; 1,850 m. alt. (1924-1928)	57,4	54,0	123,9	172,0	108,2	20,5	38,2	47,1	68,2	147,5	166,0	80,9	1094,2
<i>Rulindo</i> , 1°43'12" S; 29°55'25" G; 1,850 m. alt. (1910-1914).	62,0	112,5	143,5	152,0	157,0	20,0	12,0	28,5	80,0	112,5	105,0	65,6	1050,6
<i>Kabgayé</i> , 2°05'59" S; 29°45' G; 1,867 m. alt. (1925-1932).	106,9	96,9	160,6	184,8	125,8	31,5	26,0	15,6	75,3	112,1	111,1	114,5	1168,2
<i>Issavi</i> , 2°33'13" S; 29°46'20" G; 1,755 m. alt. (1907-1913)	120,5	117,0	129,0	264,0	168,5	12,0	3,5	22,0	60,0	108,0	143,0	90,0	1247,5
<i>Astrida</i> , 2°36'22" S; 29°44'17" G; 1,753 m. alt. (1928-1931) ⁽¹⁾	113,9	90,1	149,7	219,7	193,6	11,6	20,7	31,4	69,6	85,7	91,6	81,9	1057,7(*)
<i>Nyanza</i> , 2°21'35" S; 29°45'00" G; 1,800 m. alt. (1927-1931) ⁽¹⁾	107,0	61,6	132,7	207,1	117,8	6,2	5,4	17,0	35,9	94,7	97,9	77,4	960,7(*)
<i>Kigali</i> , 1°56'45" S; 30°03'25" G; 1,450 m. alt. (1927-1931)	79,5	105,7	139,0	188,4	113,2	23,1	11,1	36,3	66,8	84,3	115,5	110,1	1073,0
<i>Nzaza</i> , 2°08'25" S; 30°03'25" G; 1,515 m. alt. (1908-1916 et 1920-1921).	51,9	68,6	109,3	130,5	79,7	9,8	0,3	28,0	74,6	79,7	101,8	89,6	823,8(*)
<i>Gatzibu</i> , 1°35'10" S; 30°14'00" G; 1,850 m. alt. (1927-1931).	87,9	72,4	142,9	177,3	104,2	19,7	11,9	36,9	106,4	104,1	77,8	52,2	993,7(*)

(¹) La latitude, la longitude et l'altitude de cette station sont rectifiées par rapport aux coordonnées indiquées dans notre mémoire préliminaire cité, se rapportant à une localité de même nom située près d'Astrida et qui avait été confondue par le Service cartographique avec la localité où existe la station pluviométrique.

L'astérisque (*) indique que les calculs ont été rectifiés par rapport aux moyennes données dans le mémoire préliminaire.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

- H. HILDEBRANDSSON et L. TEISSERENC DE BORT, *Les bases de la Météorologie dynamique*, t. II, Paris, 1900.
- CH. POISSON, Météorologie de Madagascar. (Vol. III de : *Histoire physique, naturelle et politique de Madagascar*, par A. et G. GARNDIDIER, Paris, 1930.)
- Les Cyclones tropicaux. (*Annales de l'Académie des Sciences coloniales*, t. V, Paris, 1932.)
- E. BRUZON et P. CARTON, *Le Climat de l'Indochine et les Typhons de la mer de Chine*, Hanoï, 1930.
- C. L. ROBERTSON et N. P. SELICK, The Climate of Rhodesia, Nyasaland and Moçambique Colony. (*Handbuch der Klimatologie*, de W. KÖPPEN et R. GEIGER, Band V, Teil X, Berlin, 1933.)
- K. KNOCH et E. REICHEL, Verteilung und jährlicher Gang der Niederschläge in den Alpen. (*Veröffentlichungen der Preussischen Meteorologischen Instituts*, n° 375, Abhandlungen, vol. IX, n° 6, Berlin, 1930.)
- A. ANGSTRÖM, Die variation der Niederschlagsintensität bei der Passage von Regengebieten und einige Folgen betreffs der Struktur der Fronten. (*Met. Zeit.*, mai 1930, pp. 177-181, Brunswick.)
- L. BESSON, La variation diurne de la pluie à Paris. (*Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, pp. 146-148, Paris, 1930.)
- R. BERCE, Essai de Météorologie tropicale. (*Ciel et Terre*, pp. 121, 211 et 252, Bruxelles, 1930.)
- C. DAUZERE et J. BOUGET, Influence de la constitution géologique du sol sur les points de chute de la grêle. (*Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, pp. 1574-1576, Paris, 1930.)
- T. ALIPPI, I temporali padani in relazione con le nuove teorie sulla struttura dell' atmosfera. (*La Meteorologia pratica*, décembre 1929, pp. 171-177.)
- F. EREDIA, Sulla variabilità della quantità delle precipitazioni acquee. (*Annali del Ministero dei Lavori Pubblici*, Roma, 1929, pp. 114-125.)
- H. HUBERT, Les courbes mensuelles de pluie à Madagascar. (*Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, Paris, 1929, pp. 1002-1003.)
- H. HINGOLD, Pluviomètres et pluviométrie. (*La Météorologie*, janvier-mars 1932, pp. 77-88, Paris.)
-

CHAPITRE IX

BIOCLIMATS RÉGIONAUX

Géographie écologique des climax; leur répartition horizontale; recherche du facteur limite; pluviométrie des districts climatiques de l'alizé atlantique; de l'alizé indien et du courant égyptien; causes pouvant faire varier le niveau des précipitations maxima; caractéristiques thermiques, nébulosité et humidité spécifique des trois districts climatiques; signification écologique de l'isonèphe; forêts sèches et forêts sclérophiles des couloirs de fœhn; signification écologique de sécheresse; l'indice d'aridité de de Martonne; répartition des climats et de la végétation au-dessus du niveau des précipitations maxima; remarques générales sur la répartition comparée des climax entre 0°30' Nord et 3°30' Sud; zones d'altitude soumises au fœhn; plans d'homologie climatique; microclimats de montagne.

GÉOGRAPHIE ÉCOLOGIQUE DES CLIMAX. — LEUR RÉPARTITION HORIZONTALE. — Des tentatives nombreuses ont été faites, depuis près d'un siècle, pour grouper et répartir les types de la flore selon les modifications géographiques du climat. Parmi les auteurs anciens, demeurés classiques, nous rappelons A. de Humboldt (1805), A. de Candolle (1822-1838), A. Griesbach (1872), O. Drude (1885), A. Schimper (1898), E. Warming (1909).

Schimper a introduit le concept de l'analyse écologique du climat, permettant par la suite à de nombreux chercheurs de développer l'étude des adaptations biologiques des associations végétales et de les harmoniser avec les connaissances plus étendues que l'on acquerrait sur le climat et sur le sol. L'étape a marqué un progrès, mais demandait des développements ultérieurs.

Les monographies régionales que les auteurs ont multipliées pour les divers continents ont fourni la matière à des essais nouveaux de classification générale. Le schéma de W. Köppen, qui s'est efforcé de créer une terminologie bioclimatique et de synthétiser en des formules les situations multiples des adaptations écologiques, reste classique pour les temps modernes.

Le système de Köppen, attaqué par les uns, défendu par les autres, apparaît très complexe, parce qu'il veut définir une multiplicité de situations dans lesquelles jouent parfois des caractères secondaires. Acheminé dans cette voie, le système reste incomplet, les formules ne traduisant pas toutes les modifications locales. D'autre part, la terminologie elle-même

n'est pas définitive et l'accord ne s'est pas encore fait entre les auteurs sur la signification précise à attribuer à telle ou telle autre expression.

Une autre cause fréquente de confusion est le rapport que l'on croit pouvoir établir entre le climat ou le sol et la formation végétale, sans se soucier de reconnaître si telle formation est primitive ou modifiée. D'autre part, ce n'est qu'en ces toutes dernières années que les stades de transformation de la flore tropicale, par l'intervention principalement anthropique à peine entrevue jadis, ont été nettement reconnus et définis.

Ainsi nous ferons abstraction des formules générales qui pourraient alourdir inutilement notre exposé et nous nous maintiendrons strictement sur le terrain de la réalité observée et des éléments climatiques que nous possédons. Nous ferons allusion aux systèmes de classification chaque fois que les situations examinées rentreront dans leur cadre et nous nous prévaudrons des travaux les plus récents ayant apporté des idées nouvelles sur la géographie écologique du continent africain.

Parmi les auteurs qui y ont contribué le plus, nous rappelons : C. Raunkiaer, A. Chevalier, G. Negri, Engler, Mildebraed, E. De Wildeman, R. Geiger, J. Bequaert, H. Perrier de la Bathie et H. Humbert pour l'Afrique Intertropicale; R. Maire et E. Emberger pour l'Afrique du Nord, etc.

Nous ferons encore abstraction totale des sols, car nous les examinerons en détail dans un travail ultérieur, après que les « stations », au sens écologique du mot, qui constituent le territoire objet de notre exploration auront été reconnues. Il sera alors plus aisé de voir avec une plus grande approximation de vérité quels sont les rapports réels se faisant équilibre dans chaque milieu physique.

D'autre part, nous n'avons pas à nous occuper de tout le continent, mais d'une partie de la zone intertropicale, de telle manière que nos considérations auront surtout une portée régionale. Il appartiendra à la théorie générale de voir si les divisions schématiques adoptées par certains auteurs concordent ou ne concordent pas avec les éléments de fait que nous apportons.

Un des problèmes les plus difficiles auxquels se heurtent les auteurs est d'indiquer *l'élément ou les éléments météorologiques qui règlent l'existence de telle ou telle autre formation végétale climatique* (le « facteur

limite » de Lundegård). Dans certains cas l'influence prépondérante d'un seul élément est manifeste, car il devient agissant à une période particulière du cycle biologique. Dans d'autres cas plusieurs facteurs du climat agissent comme un « complexe » qui ne se dissocie qu'à la suite d'influences particulières du relief ou du sol, susceptibles de modifier assez profondément le caractère climatique de la station. Alors un facteur peut devenir prédominant sur tous les autres et régler ainsi les formes de l'adaptation à la vie.

De même que l'adaptation d'une espèce à un milieu déterminé n'est connue que par la phénologie de son cycle végétatif et par l'établissement des « équivalents météorologiques » de chacune des périodes et des phases du cycle, l'écologie d'une formation climatique ne nous apparaîtra claire qu'après avoir mesuré « les équivalences météorologiques » de ses périodes et de sa vie annuelle et caractérisé le facteur climatique-limite ou dominant.

Or, la phénologie des groupes végétaux est bien loin de nous être connue (nous connaissons encore très imparfaitement leur composition floristique) et l'investigation climatique est limitée à quelques endroits. Par conséquent, elle est fragmentaire ou inexistante, ou elle ne concerne que quelques éléments. Ces prémisses révèlent immédiatement que nos efforts ne sont qu'une tentative de plus pour avancer dans la voie des connaissances définitives, que nos conclusions ne sont pas immuables, voulant seulement établir une liaison entre des observations faites sur le terrain et des mesures climatiques poursuivies pendant une certaine période de temps.

Ne pouvant appliquer à l'ensemble d'un climat la méthode que nous adopterions pour une espèce particulière, bien étudiée au point de vue phénologique, et de laquelle nous voudrions connaître le *degré d'adaptation* par la mesure d'une fonction biologique, ou s'il s'agissait, par exemple, d'une espèce agricole, par la mesure de son rendement, nous nous bornerons à *énumérer* les éléments météorologiques qui s'associent à l'existence d'une formation primitive. Car nous ne nous occuperons pas des stades modifiés ou en cours d'évolution. Si nous étions obligé de les mentionner à cause de la disparition de la formation primitive, nos déductions se référeraient toujours aux conditions originaires du revêtement végétal.

Les auteurs ont rarement séparé l'action d'un facteur météorologique de celle d'un autre, essayant d'en exprimer l'action souvent combinée et interdépendante par des formules complexes. Les différentes terminologies proposées pour désigner les grands groupements végétaux expriment encore ce point de vue (A. de Humboldt, De Candolle, Köppen, Drude). Nous estimons que pour caractériser d'un point de vue écologique les traits généraux d'un climat, il est plus exact de négliger dans la terminologie les éléments météorologiques dont l'action se répercute immédiatement sur la vie organique, pour remonter aux sources mêmes, aux causes plus vastes et plus générales dont ces éléments ne sont que les effets.

Faisant une distinction entre les éléments du climat que nous pouvons appeler « originaires » et ceux qui en dépendent, la recherche du « facteur limite » nous semble facilitée. Par facteur limite nous voulons signifier l'élément du climat dont l'influence devient dominante sur l'évolution biologique de formes précédemment adaptées à une base climatique commune. Par exemple, sur des associations également adaptées à des températures élevées (les mégathermes de De Candolle), la quantité de pluie devient la cause directe de la différenciation des types (xérophilie). Inversement, sur des types également adaptés à un certain degré d'humidité, la température deviendra le facteur limite (microthermes de De Candolle et de Köppen).

Nous désignerons les *causes primitives* venant différencier le climat, par le nom des masses d'air d'origine diverse, et de propriétés spécifiques diverses, mises en circulation par les grands courants de la troposphère intertropicale. Ainsi nous proposons les subdivisions suivantes du climat intertropical :

- 1° district bioclimatique de l'alizé austral atlantique;
- 2° district bioclimatique de l'alizé austral de l'océan Indien;
- 3° district climatique du courant égyptien.

L'extension globale de ces trois districts peut être comprise, très approximativement, entre 7°-15° Nord et 5°-12° Sud, sans aucune symétrie de part et d'autre de l'équateur géographique.

Des masses d'origines diverses, variant avec les saisons, sont apportées au-dessus du continent par les deux branches principales de l'alizé

austral et par la branche orientale de l'alizé de Nord-Est (voir planche IX). L'origine, l'économie thermique des latitudes tropicales et, subsidiairement, le parcours au-dessus des océans et au-dessus des terres font acquérir à ces masses d'air des propriétés *spécifiques*.

Le territoire envahi en permanence par l'un ou l'autre des courants acquiert de ce fait un *type climatique constant et général*, qui ne varie que par une répartition « quantitative » diverse de certains éléments météorologiques, en raison de l'éloignement de l'équateur et dans la limite des saisons respectives.

Une physionomie climatique spécifique de l'alizé Atlantique se dessine sur la moitié occidentale du continent; une deuxième, de l'alizé Indien, se dessine sur la moitié orientale, etc.

A l'intérieur de chaque district, toutes les *variantes locales* pour cause du relief ou pour cause météorologique deviennent possibles quand le facteur limite est modifié. Chaque variante institue évidemment des changements dans la flore, de manière que des types d'un district apparaîtront dans un autre. Mais jamais ils n'y acquièrent une grande extension, car la variante climatique étant un fait local, l'étendue qu'ils peuvent gagner ne dépassera pas la caractéristique « d'oasis » par rapport aux traits fondamentaux du district.

Les frontières des districts climatiques sont établies par les fronts de discontinuité contre lesquels se heurtent les grands courants. Ces fronts ayant un certain balancement, une distinction se fait à l'intérieur de chaque district. Une zone au-dessus de laquelle l'*origine* des masses d'air en mouvement reste inchangée (elle variera selon les saisons, mais l'origine reste la même); une deuxième zone « marginale », par rapport à la première, reçoit des masses d'air d'origines diverses (le balancement des fronts).

Dans la première zone le type climatique général sera relativement *stable*; la végétation y est représentée par le plus grand nombre d'espèces endémiques (espèces types) possédant des caractères d'acclimatation bien définis et une aptitude moindre à la dispersion au dehors du district.

Dans la seconde zone, le type climatique général est *instable*, ce qui fait que son territoire devient une surface de transition (la zone d'instabilité de la forêt ombrophile d'E. De Wildeman).

Le mélange de types appartenant à des districts différents et l'installation d'espèces et d'associations vicariantes, d'espèces et d'associations secondaires, à caractère plus ou moins prononcé de cosmopolitisme, y sont singulièrement favorisés. L'introduction d'espèces vicariantes et cosmopolites est à la merci des causes locales les plus variées, soit qu'elles dépendent du climat, soit d'une action anthropique générale ⁽¹⁾.

Une flore typique du district climatique de l'alizé Atlantique est la forêt ombrophile (la forêt dense équatoriale), qui a son plein épanouissement au Nord de l'équateur géographique, dans le territoire de l'équateur thermique. La *variante climatique* principale de ce district est représentée par les forêts sèches côtières, sous l'influence des vents maritimes ayant passé au-dessus du courant froid de Benguela.

La flore typique du deuxième district climatique (alizé de l'océan Indien) est constituée par les associations héliophiles qui les peuplent, avec tous les passages de la xérophilie la plus accusée à la mésophilie. Ce district est celui qui présente le plus grand nombre de « variantes » climatiques, à cause de son étendue au Sud et au Nord de l'équateur et surtout à cause du relief extrêmement important (c'est le système orohydrographique principal de tout le continent). Les variantes floristiques les plus apparentes sont offertes par les hauts massifs montagneux isolés.

La flore typique du troisième district (branche Egyptienne de l'alizé de Nord-Est) est constituée par la *flore soudanienne* (A. Chevalier). Sa caractéristique principale est celle de perdre le feuillage pendant la saison sèche. Ce district est celui qui possède une plus grande surface, proportionnellement à son étendue, occupée par des types climatiques mixtes. Sa limite Nord touche au climat désertique, tandis qu'à l'Ouest sa frontière est représentée par une large bande de terrain qui est le théâtre du conflit perpétuel entre l'Harmattan, l'alizé Nord-Est Atlantique et la mousson de Sud-Ouest (*les steppes et les forêts sahéliennes d'épineux*, au Nord; la *forêt et les savanes subforestières guinéennes*, au Sud, d'A. Chevalier).

Pendant une partie de l'année ce district pousse son influence au Sud,

(1) M. E. De Wildeman, parlant de la zone de transition de la forêt dense équatoriale de la cuvette congolaise, déclare, à propos de son « instabilité » biologique, que « toute association ou foule végétale ne peut être considérée comme stabilisée; toujours il y a évolution, soit régressive, soit constructive, donc transformation ».

à l'intérieur du fossé tectonique de l'Afrique Centrale (bassins du lac Albert, du lac Édouard, du lac Kivu), jusqu'à se confondre avec la portion australe du deuxième district, approximativement à hauteur du troisième parallèle. La flore du fossé tectonique est encore incomplètement connue; on y trouve une convergence de types orientaux et de types soudaniens. Les premiers paraissent beaucoup plus nombreux. Les courants de l'alizé Indien sont prédominants pendant trois saisons de l'année. Le phénomène permanent de fœhn existant à l'intérieur du bassin du Kivu favorise d'ailleurs le maintien des conditions climatiques spécifiques au district, reproduisant à la fois celles du troisième district et celles des parties semi-arides du district oriental.

Les variantes du district du courant Égyptien sont également nombreuses. Les terrains inondés périodiquement peuvent être regardés comme des zones de « variante » analogues aux hautes montagnes, bien que la modification locale du climat soit ici d'origine pédologique plus que d'origine climatique. Des « galeries » de forêt du type ombrophile s'y établissent et ce fait est commun à toute la zone marginale du premier district. Avant de schématiser les types floristiques des trois districts et de quelques variantes, nous essaierons d'en esquisser les caractéristiques climatiques principales.

PLUVIOMÉTRIE DU DISTRICT DE L'ALIZÉ AUSTRAL ATLANTIQUE. — Nous assignons à ce district la limite altimétrique qui est donnée par le niveau des précipitations maxima. Entre 1° Nord et 3°30' Sud, sa limite orientale est formée par la grande chaîne faïtière occidentale du fossé tectonique (du Ruwenzori jusqu'au Sud du Kivu). L'aire entière est occupée par la forêt ombrophile jusqu'à un niveau de 1,000 à 1,100 mètres ⁽¹⁾; par la forêt équatoriale de montagne (la forêt mésophile) jusqu'à un niveau qui varie entre 2,200 mètres à hauteur du Ruwenzori (L. Hauman), 2,400 à 2,450 mètres sur 2° Sud et 2,000 à 2,100 mètres sur 3° Sud (nous reviendrons par la suite sur les causes probables qui entretiennent la variation de ce niveau). Pour un même massif ou une même chaîne de mon-

(¹) L'*Eleais guineensis*, un des derniers représentants orophiles de la forêt équatoriale de basse altitude, parvient jusqu'à 1,200 mètres d'altitude, mais très probablement il y a été amené par les cultures des indigènes. Il recherche les stations ensoleillées, mais abritées des vents.

tagne, la limite supérieure de la forêt ombrophile se place plus haut sur le versant sous le vent et plus bas sur le versant au vent.

La forêt équatoriale de montagne à l'Ouest du bassin du Kivu est interrompue entre 1,500 et 1,700 mètres, d'abord par une formation de transition, ensuite par une étroite association scléro-xérophile, que nous avons appelée « forêt de fœhn ».

Pour caractériser la pluviométrie du district nous nous servons des relevés de stations ayant poursuivi les observations avec méthode et pour une période de temps suffisante. Nous pouvons ainsi présumer que les résultats fournis représentent assez fidèlement les conditions moyennes.

STATIONS (1).	J.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Année.
<i>Eala</i> , 0°04' N.; 18°18' G; 370 m. alt.	98,3	123,1	120,8	155,0	175,8	134,3	81,8	166,2	184,7	226,4	171,6	168,4	1806,4
<i>Lula</i> , 0°30' N.; 25°12' G.	73,0	104,4	155,1	196,6	124,0	134,6	131,8	156,4	166,2	234,1	201,0	98,7	1775,9
<i>Bussu-Modando</i> , 1°55' N.; 23°35' G.; alt. ?	57,6	79,8	139,8	162,3	164,8	171,9	163,2	225,3	163,1	201,7	179,5	103,4	1812,4
<i>Mogombe</i> , 3°03' S.; 28°15' G.; 1350 m. alt.	191,8	234,8	137,3	71,8	103,2	107,6	212,5	121,6	206,5	96,5	430,3	206,5	2120,3
<i>Tshibinda</i> , 2°19' S.; 28°45' G.; 2115 m. alt.	178,3	117,8	229,4	247,9	180,6	69,9	32,2	76,0	159,8	246,0	154,8	190,3	1883,0
<i>Bukulumissa</i> , 2°19' S.; 28°45' G.; 2430 m. alt.	186,0	136,3	320,2	328,5	243,2	65,5	58,9	98,0	174,1	256,5	182,3	244,5	2294,0

D'autres stations indiquent: *Barumbu* par 1°13' Nord-23°38' G, altitude ?, 1,731 mm.; *Api*, par 3°42' Nord-25°27' G, altitude ?, 1,724.7 mm.; *Mobaye* dans l'Ubanghi, 1,625 mm. Les pluies augmentent vers le Nord. On enregistre 2,400 mm. à Libreville, dans le Gabon, et plus encore dans le Cameroun, dont les régions montagneuses atteignent les plus fortes hauteurs d'eau (10 mètres sur le versant Sud du mont Cameroun, peu au-dessus du niveau de la mer). Par contre, au Sud de 2° Sud, les pluies diminuent rapidement près de la côte, à cause de l'influence du courant froid de Benguela. On enregistre : 876,3 mm. à *Boma* par 5°51' Sud-13°06' G

(1) La pluviosité des stations d'Eala, Lula, Bussu-Modando et Boma représentent la moyenne respectivement de 17, 12, 10 et 13 années d'observation. Les données nous ont été communiquées par la Direction générale de l'Agriculture au Ministères des Colonies.

19 mètres alt.; 725 mm. à *Banana*, à l'embouchure du Congo; 508 mm. et 254 mm. sur la côte de l'Angola.

Par rapport à la pluie, la forêt ombrophile (et son prolongement de montagne) trouve approximativement sa limite australe à 2° Sud; à cause de l'augmentation de pluie, produite par l'altimétrie, les chaînes de montagnes la prolongent vers le Sud, mais avec un caractère d'apophyse. Au Sud du 2° parallèle, la forêt équatoriale touche à la zone de transition.

District de l'alizé Sud-Est de l'océan Indien. — Ce district comprend une portion centrale, disloquée plus ou moins parallèlement de part et d'autre de l'équateur; une portion australe se terminant au Sud à la région tropicale prédésertique, une portion boréale en contact au Nord et à l'Ouest avec les limites de la région désertique saharienne; à l'Est avec les déserts de la mer Rouge et de la partie septentrionale de la péninsule des Somalis (Somalies anglaise et italienne).

Nous estimons utile d'emprunter à G. Kendrew la division territoriale qu'il adopte, parce qu'elle fait une distinction basée sur le relief et le degré d'humidité, surtout entre les régions des portions équatoriale et australe. Voici les divisions territoriales que l'auteur donne pour le Kenia et l'Uganda :

1° *Les plaines côtières* (variante climatique de la mousson) où la pluviosité passe d'un minimum de 375 mm. à *Kisimayu* (il pleut encore moins au Nord de l'équateur) à 1,143 mm. à *Mombasa*.

2° *La partie orientale aride du plateau du Kenia* (du climat semi-aride au climat quasi-désertique).

3° *Le plateau moyen du Kenia de 1,300 à 2,000 mètres d'altitude.* — Pluviosité de 990^{mm}6 (Nairobi) à 1,219 mm. (dans le Kikuyu).

4° *Le haut plateau*, comprenant les plaines Athi, Kapti et Leikipia à l'Est de la Rift Valley et de l'escarpement de Mau à l'Ouest. L'altitude y atteint 2,700 mètres; la pluviosité y est de 812^{mm}8 à Naivasha, de 838^{mm}2 à Nakuru (l'auteur attribue l'aridité relative de la Rift Valley au fait qu'elle est une région de drainage intérieur).

5° *Le climat humide des lacs et des vallées à l'Ouest de la Rift Valley.* — La pluviosité varie entre 1,016 mm. à l'escarpement du Mau (2,773 m. d'altitude); 1,700 mm. à Nandi, près du lac Victoria; 1,193 mm.

à Port Florence (rive Nord du lac); 1,498^{mm}6 à Entebbe; 1,900 mm. à Bukoba, sur les rives occidentales; 685^{mm}8 à Shirati, sur les rives orientales. La forte pluviosité de la rive occidentale est due aux courants de convection alimentés par la brise du lac, qui prolonge par le bas le courant de Sud-Est. Ce même fait explique la faible pluviosité de la rive orientale.

6° *Les hautes montagnes avec forte chute de pluie.* — L'auteur attribue environ 4,000 mm. de pluie au versant occidental du Ruwenzori, tandis que le versant oriental n'a que 1,397 mm. à Fort-Portal ⁽¹⁾.

Nous y ajoutons les *hauts plateaux du Ruanda et de l'Urundi*, entre le Victoria-Nyanza et le Kivu, où la pluviosité varie entre un minimum de 823^{mm}8 à l'Est (Nzaza); 1,168^{mm}2 au centre (Kabgaye); 1,247^{mm}5 à Issavi (près de la grande chaîne faîtière); 1,411^{mm}6 à Nyundo, près des rives Nord du Kivu; 1,840^{mm}7 à Dendezi, près des rives Sud du Kivu (forêt ombrophile de Rugheghe).

Nous n'insistons pas sur la répartition mensuelle des pluies, parce qu'elle a été exposée au chapitre VIII. La position des territoires énumérés, tantôt au Nord, tantôt au Sud de l'équateur, déplace naturellement les époques pluvieuses et l'époque des sécheresses.

Dans le *Tanganyika Territory*, auquel font suite, vers l'Ouest, le *Katanga* et les hauts plateaux de l'*Angola*, la pluviométrie annuelle moyenne ne diffère pas beaucoup de celle de la portion équatoriale du district.

Les plaines côtières ont des pluies variant de 1,000 à 1,200 mm.; les plateaux de l'intérieur ont une chute moyenne de 1,500 mm.; au Sud les pluies diminuent (869 mm. dans l'Unyamwezi; 838^{mm}2 à Tabora, etc.). On y remarque naturellement des « variantes » produites par le relief et par la situation des grandes surfaces lacustres. On enregistre 2,500 mm. dans le Livingston Range, entre le Nyassa et le Tanganyika. Au Nord on a la variante classique d'un escarpement montagneux, opposé aux courants de la mer : la zone d'Usambara, où les précipitations et l'humidité sont assez élevées.

Elisabethville, à l'Ouest, par 11°39' Sud, 1,222 m. d'altitude, enre-

(1) Voir chapitre VIII, note sur la pluviosité du Ruwenzori.

gistre 1,266 mm. Sur les hauts plateaux de l'Angola on enregistre 1,100 à 1,300 mm.

En *Abyssinie* (portion boréale du district) la pluviosité est extrêmement fragmentaire, à cause de l'orographie très accidentée et du fait qu'elle appartient (tout au moins l'Ethiopie septentrionale) à la zone marginale du district. Les régions basses du territoire ont un caractère commun d'aridité ou de semi-aridité. Pour les régions élevées les isohyètes moyennes sont : 1,750 mm. dans les hauts plateaux du Sud; 1,250 mm. dans la région d'Addis-Abeba, par 2,456 mètres d'altitude; 1,000 mm. dans le Gondar; 895 mm. dans le Harrar (1,856 mètres d'altitude); 500 mm. dans le bassin du Mareb (¹). Les côtes de la mer Rouge et du golfe d'Aden sont désertiques.

District du courant Égyptien. — Sa pluviosité diminue progressivement de l'Ouest à l'Est et vers le Nord, vers les bandes marginales de son aire moyenne. Les isohyètes moyennes varient entre 1,092^{mm}8 à Wadelai, par 2°45' Nord; 965^{mm}2 à Gondokoro; 1,059 mm. à Fort-Archambault, par 9°9' Nord; 453 mm. à Fort-Lamy, par 12°7' Nord; Kartum, par 15°38' Nord, a un climat désertique nettement établi (145 mm. par an).

Pour l'intérieur du fossé tectonique au Sud du lac Albert et au Sud du lac Édouard nous manquons, malheureusement, d'éléments suffisants d'observation. Toutefois, la pluviosité moyenne des plaines au Sud du lac Édouard ne doit pas dépasser 1,000 mm. (nous possédons des observations fragmentaires). Au Sud du massif volcanique, faisant barrage entre le lac Édouard et le Kivu, la pluviosité des rives du lac et de la zone de foehn est de 1,105^{mm}5 à Birava; 1,125 mm. à Rubengera. Elle diminue

(¹) D'après les observations de L. DE CASTRO pendant les années 1901, 1904, 1905, 1908 (*Bulletin de la Société de Géographie italienne*, 1908, 1909), la pluviosité à Addis Abeba se répartit de la manière suivante :

Saison sèche.

Octobre	17.6	Décembre.	10.8	Février.	57.4
Novembre	40.6	Janvier.	8.4		

Saison pluvieuse.

Mars.	91.3	Juin	119.0	Septembre.	150.4
Avril.	94.7	Juillet	269.5		
Mai	86.6	Août	280.6		

TOTAL ANNUEL : 1,235 mm.

légèrement près du Tanganyka, où la pénétration du district soudanien a cessé (940^{mm} à Uvira).

La pluviosité, en tant que hauteur d'eau annuelle, est naturellement la plus forte dans le district Atlantique et s'équivaut, par contre, dans les deux autres, tout en indiquant une tendance générale plus marquée à l'aridité dans le district du courant Égyptien.

Une différence essentielle subsiste, par contre, entre les trois districts: dans le district Atlantique la saison sèche proprement dite manque, aussi bien au Nord qu'au Sud de l'équateur. Au Nord le fléchissement se produit à des époques différentes, mais cela ne change rien à la fonction écologique de la pluie.

Dans le district de l'alizé Indien et dans celui du courant Égyptien, *une saison sèche existe* partout, quelle que soit la position géographique du territoire. A cette expression « saison sèche », nous attribuons le sens écologique d'« insuffisance » périodique de la hauteur d'eau atteinte. En effet, la *durée* de la saison sèche varie avec la latitude et avec la position du territoire par rapport au balancement des fronts. Il pleut tous les mois, même s'il pleut en quantité insuffisante, près de l'équateur; au fur et à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur, la pluie se fait plus rare et la période de sécheresse devient de plus en plus sévère.

Du point de vue écologique, la durée de la saison sèche ne peut avoir d'autre effet que d'accentuer le caractère général de xérophilie, tandis que l'*existence* d'une saison sèche établit un degré de xérophilie de la végétation. Le déplacement des sécheresses, tantôt dans une saison, tantôt dans une autre, n'a de signification que pour l'adaptation des espèces et leur phénologie, mais ne change rien au *type* de végétation, qui reste le même.

Évidemment, dans les zones marginales des districts touchant à l'influence désertique, l'action écologique des sécheresses est plus sévère et les types d'adaptation y sont mélangés. Par contre, le *caractère d'averse des pluies* est une particularité commune aux trois districts. Ce caractère, et ceci est important à noter, cesse *au-dessus du niveau des précipitations maxima*, tout au moins dans la zone montagneuse de l'Afrique Centrale. Au-dessous et au-dessus de cette limite les conditions écologiques du climat sont absolument différentes. Nous aurons l'occasion de le voir au cours de notre exposé.

CAUSES QUI PRÉSIDENT A LA VARIATION DU NIVEAU
DES PRÉCIPITATIONS MAXIMA.

Nous avons dit précédemment que le niveau des précipitations maxima, qui s'établit vers 2,400 à 2,500 mètres sur 2° Sud, diminue en progressant vers le Nord (il est à 2,200 mètres sur le versant Ouest du Ruwenzori) et vers le Sud de ce parallèle. C'est trop peu pour essayer de faire une généralisation; d'autre part, des observations systématiques de cette nature manquent pour les autres montagnes du continent. Sur la foi des observations des explorateurs botanistes, il nous semble pouvoir formuler l'hypothèse suivante: le niveau des précipitations maxima qui peut-être correspond avec la fin de la couche pseudolabile de la troposphère inférieure locale, varie ⁽¹⁾ :

1° *Avec la distance des régions d'origine de l'air humide.* — Plus la montagne est éloignée de la mer, plus haut sera le niveau des précipitations maxima. L'air Atlantique pénètre sur 2,275 km. à 0°30' Nord (limite septentrionale du Ruwenzori), sur 2,230 kilomètres à l'équateur, sur 2,230 kilomètres au 1° Sud, sur 2,170 kilomètres au 2° Sud, sur 2,000 kilomètres au 3°30' Sud. Le mont Cameroun, pas très éloigné de l'océan, a son isohyète maxima (10,000 mm.) peu au-dessus du niveau de la mer. (Ces distances sont calculées entre le partage des eaux et la rive de l'océan.) ⁽²⁾

2° *Avec l'humidité de la région de base de la montagne.* — Si cette zone est fortement humide, le niveau des précipitations maxima se trouve relativement bas; si elle est moyennement humide, le niveau s'élève. Si la région de base est sèche (forêts tropophiles, xérophiles, etc.), le niveau des précipitations maxima sera très haut.

Sur le Kilimandjaro la forêt équatoriale mésophile commence à 1,800 mètres et se termine vers 2,800 mètres. Au-dessous existent des formations sèches chaudes; au-dessus il y a des formations xérophiles tempérées et froides.

⁽¹⁾ Aussi bien aux tropiques que dans les zones tempérées les couches d'air de 3 à 13 kilomètres ne sont, d'après Bjerknes et son école, fortement pseudolabiles, mais elles sont à peu près pseudoindifférentes.

⁽²⁾ Données communiquées par le Service cartographique du Ministère des Colonies.

Sur la chaîne congolaise le même type de forêt commence à 1,200 mètres et se termine à 2,400 mètres. Il y a un décalage moyen de 400 mètres.

3° *Avec l'angle sous lequel le courant humide bute contre le barrage.* — Le niveau des précipitations maxima tend à s'abaisser au fur et à mesure que l'angle formé par la direction du courant et par la pente augmente.

4° *Avec le volume annuel des précipitations.* — Plus la hauteur de pluie atteinte est considérable, plus l'isohyète maxima tend à s'abaisser.

5° *Avec le versant.* — Le niveau s'établit plus haut sur le versant sous le vent (versant humide), plus bas sur le versant au vent (moins humide). Ceci est un fait d'une portée surtout locale, car chaque massif, chaque chaîne de montagne paraît réaliser des conditions particulières.

6° Enfin, *la hauteur à laquelle se place le niveau des précipitations maxima est en rapport avec la limite inférieure des neiges éternelles.* Par conséquent, nous référant à une même montagne et présupposant toutes les autres conditions identiques, plus le niveau des précipitations maxima se situe vers le haut, plus le niveau d'enneigement et la glaciation descendent vers le bas. Un exemple fort intéressant à ce sujet est constitué par le Ruwenzori, sur lequel le fort volume des précipitations est la cause première du niveau relativement bas (4,500 mètres pour le versant occidental) des neiges éternelles (¹).

Notre hypothèse est relative au climat continental et il est évident que les diverses conditions cataloguées, pouvant s'annuler réciproquement par une action contraire, tendent à se faire équilibre. Le niveau des précipitations maxima n'est alors que la résultante de faits multiples, chacun intervenant dans une mesure diverse.

(¹) D'après E. de Martonne, la limite des neiges éternelles est à 5,500 mètres dans les Andes du Pérou; à 5,000 mètres dans les Andes de l'Équateur; de 5,400 à 5,800 mètres sur le Kilimandjaro. La zone des précipitations maxima se trouve beaucoup plus bas, dans les Alpes, séparée des neiges éternelles par 3,000 mètres, au lieu de 1,000 mètres. Si la limite des neiges éternelles descend plus bas sur le versant Sud au Kilimandjaro (5,400 contre 5,800 mètres au Nord), c'est que *les précipitations y sont plus abondantes.*

Peut-être un climat insulaire présente-t-il d'autres particularités sur lesquelles nous n'avons pas à porter notre investigation ⁽¹⁾.

CARACTÉRISTIQUES THERMIQUES, NÉBULOSITÉ ET HUMIDITÉ SPÉCIFIQUE DES TROIS DISTRICTS CLIMATIQUES. — Nous estimons utile de réunir en un tableau les divers éléments de ce groupe, dispersés dans différentes publications. Nous n'utilisons que les moyennes annuelles et, en ce qui concerne la température, les isothermes réelles. Nous reportons au bas de la page les données complémentaires pouvant servir à préciser l'énumération des moyennes. Par les lettres *a*, *b*, *c*, nous indiquons respective-

⁽¹⁾ D'après A. J. Henry, l'altitude moyenne des précipitations maxima est inférieure à 1,000 mètres dans la zone tropicale, voisine de 1,500 dans la zone tempérée.

On a trouvé qu'elle était de 800 mètres à Java; 700 mètres aux îles Hawaï; 1,300 mètres dans l'Himalaya (Hill); 1,400 mètres dans la Sierra-Nevada en Californie; 1,400 mètres dans l'Aigoual (bord S.-E. du massif central); 1,300 mètres dans la Forêt-Noire; de 1,500 à 2,000 mètres dans les Alpes occidentales. Dans une même chaîne de montagnes elle est plus basse sur la périphérie (pré-Alpes 1,300 mètres) que sur les massifs centraux (Mont Blanc 2,500 mètres).

D'après Benevent, l'accroissement pour 100 mètres d'altitude est de 1.4 à 2 millimètres sur le versant Ouest des pré-Alpes du Dauphiné; de 0.4 à 0.64 sur le versant Est; de 0.4 à 0.7 pour les massifs centraux; de 0.53 seulement dans la Maurienne moyenne.

D'après J. Henry, l'accroissement pour 100 mètres d'altitude serait de 330 millimètres jusqu'à 400 mètres sur le versant Nord de Java, très abondamment arrosé.

Selon nos mesures, l'accroissement de pluviosité est de 8.5 millimètres pour 100 mètres, de 800 à 1,500 mètres d'altitude sur l'exposition Sud du seuil Kivu-Tanganyka; de 100 millimètres pour 100 mètres d'élévation de 1,500 à 2,400 mètres d'altitude sur l'exposition orientale (au vent) de la dorsale congolaise. Ce qui prouve que l'altitude agit sur l'augmentation des pluies en rapport avec certaines circonstances : généralement en rapport avec la fréquence de certains courants. (V. chap. VIII de notre mémoire précité sur les *Précipitations*.)

D'après W. Köppen, l'accroissement de pluie est plus grand sur les flancs les plus souvent exposés aux vents humides. Ce contraste des flancs devient très grand si un vent constant souffle en travers de la crête, ou si un flanc donne sur la mer et un autre sur un plateau sec. En Californie, sur le flanc Ouest de la Sierra-Nevada, la quantité annuelle de pluie augmente de 420 millimètres par 100 mètres d'élévation; elle atteint sur la crête 2,300 millimètres et retombe très rapidement jusqu'à 80 ou 100 millimètres sur le flanc Est, près de la rivière de Humboldt. Là où les différences de fréquence et d'humidité des différentes directions du vent ne sont pas très grandes, la carte des pluies d'un pays montagneux ressemble à une carte hypsométrique.

ment la portion équatoriale, la portion australe et la portion boréale du deuxième district climatique.

	<i>Isoth.</i>	<i>Osc. ann.</i>	<i>Osc. diurne</i>	<i>Isonèphe</i>	<i>H. spéc.</i>
1 ^{er} District (1) . .	25°0-26°	inf. à 5° C.	10°-15°	7/10	18-22
2 ^e District, a (2) .	25°6-16°	inf. à 5° C.	10°-20°	6/10-4/10	10-12
b (3) .	25°0-20°	4°- 9°	14°-20°	5/10-4/10	?
c (4) .	25°0-16°	4°-10°	10°-22°	5/10-4/10	?
3 ^e District	28°0-20°	4°-12°	16°-22°	4/10-2/10	?

L'ensemble des données exposées nous permet de conclure à une série de *variantes thermiques* provoquées par l'altimétrie généralement forte des territoires des deuxième et troisième districts. Elle donnent lieu à des adaptations multiples de la végétation, sans que pour cela le type phytionomique des grandes formations en soit modifié.

L'effet de la diminution de l'isotherme est en quelque sorte neutralisé par la faible oscillation annuelle qui assure à la végétation l'uniformité de la température. Dans les territoires élevés l'altitude contrarie l'effet amplificateur de la continentalité et nous lui devons très probablement l'oscillation annuelle, relativement faible, dans les zones au-dessus desquelles s'opère le balancement saisonnier des fronts de discontinuité.

Le conflit périodique amené par le balancement des fronts entre

(1) L'isotherme annuelle est de 25°1 à Eala, par 0°04' N. et 370 mètres d'altitude.

(2) L'isotherme annuelle est de 25°6 à Mombasa; de 16° à Fort Smith (Kikuyu), à 2,050 mètres d'altitude; de 17°2 à Nairobi.

(3) L'isotherme annuelle est de 20°2 à Elisabethville, par 11°39' S. et 1,222 mètres d'altitude; de 23°5 à Lohanda dans l'Angola.

(4) Dans le calcul des moyennes nous ne tenons pas compte des zones désertiques sur les côtes de la mer Rouge et du plateau de Dancalie. L'isotherme annuelle est de 32°3 à Massaua (mer Rouge), de 17°8 à Asmara (Érythrée), par 15°20' N. et 2,372 mètres d'altitude; de 16°7 à Addis Abeba, par 9° N. et 2,456 mètres d'altitude. Le climat d'Addis Abeba est classé par W. Köppen par *Cwi*, qui signifie climat tempéré d'altitude dans lequel le mois le plus pluvieux de la saison tempérée apporte dix fois plus de pluie que le mois le plus sec de la saison chaude; il signifie « climat isotherme d'altitude » ou « l'*isotalantosen* » de Suppan (ligne d'égale oscillation annuelle).

Incidemment nous faisons observer qu'Addis Abeba par 9° N. et 2,456 mètres d'altitude a une isotherme annuelle supérieure de 0°5 C. à l'isotherme de Tshibinda, par 2°19' S. et 2,115 mètres d'altitude.

masses d'air de diverses température et humidité, sans que jamais une influence prépondérante ne parvienne à prévaloir, crée dans ces zones un milieu climatique imprécisé dans lequel le mélange des types floristiques est singulièrement favorisé (*l'instabilité* des associations d'E. De Wilde-man).

Il est évident que du point de vue écologique la stabilité d'un climat thermique est exprimée, non tant par la valeur de l'isotherme, pouvant varier suivant certaines limites sans entraîner de modifications profondes dans la composition des peuplements végétaux, que par son uniformité au cours de l'année (climat homothermique de Warming).

Quand l'amplitude de la variation annuelle dépasse les limites entre lesquelles peut jouer l'adaptation héréditaire de la végétation, les conditions écologiques du milieu changent et parallèlement une substitution s'opère dans les types d'adaptation. Les frontières du district climatique sont alors dépassées.

L'*oscillation diurne* de la température, équivalente sur toute l'étendue des trois districts climatiques, ne paraît jouer aucun rôle par rapport aux formes d'adaptation au climat thermique, quand son amplitude n'atteint pas, bien entendu, le point de gelée. Peut-être la fonction écologique de ce facteur du climat est-elle à rechercher dans ses rapports avec la transpiration des hydrophiles.

Après ce que nous venons de dire, on peut conclure à une équivalence thermique de tous les territoires des trois districts, ne dépassant pas une certaine limite altimétrique. Pour la dorsale Congo-Nil cette limite est le niveau des précipitations maxima, au-dessus duquel cesse le caractère d'averse des pluies. Pour les autres régions elle peut être reconnue parallèlement à l'isotherme de 15°-14° C, qui concorde probablement avec la limite supérieure des averses.

L'équivalence thermique générale admise, la *pluie d'averse* apparaît comme étant le « facteur limite » capable de différencier, du point de vue épharmonique, les types de la végétation *au-dessous du niveau des précipitations maxima*, chaque fois que ce niveau correspond à la cessation du caractère d'averse et atteint l'isotherme de 15°-14° C ⁽¹⁾. L'action de ce

⁽¹⁾ *Epharmonie* est un terme créé par Vesque en 1882 et signifie l'adaptation écologique des formes de vie.

facteur limite se développe en fonction de l'existence et de la durée des périodes de sécheresse, quelle que soit la hauteur totale des pluies atteinte, au-dessus d'un minimum compatible avec l'importance de l'isotherme ⁽¹⁾.

La *teneur de l'humidité spécifique de l'air* est un autre facteur du climat qui mérite de retenir l'attention par son importance pratique. C'est un élément relativement constant pour un même district climatique et peu sujet à varier avec les saisons. On ne peut pas dire qu'il suit étroitement l'augmentation de l'isohyète, bien qu'il garde une certaine corrélation avec la pluviosité. Il est plutôt en fonction des masses d'air en circulation. La différence est frappante entre la teneur d'humidité absolue de l'air de l'alizé Atlantique de Sud-Est et celle de l'air de l'alizé Indien. Les valeurs respectives sont à peu près dans la proportion du simple au double.

Nous en attribuons la cause au déplacement de l'équateur thermique dans l'hémisphère Nord et à l'abaissement des isothermes réelles sur toute l'Afrique Orientale, dus à la forte altimétrie moyenne.

La zone d'influence du courant froid de Benguela une fois dépassée, l'alizé Atlantique de Sud-Est (prolongé par la mousson) pénètre à l'intérieur des terres ayant une température élevée et une forte humidité fournie par une évaporation extrêmement intense (zone de l'équateur thermique au-dessus de l'océan). L'alizé de Sud-Est de l'océan Indien, au moment de pénétrer au-dessus du continent, comporte une température d'origine moins chaude (l'équateur thermique est plus au Nord); il contient, par conséquent, une humidité moindre, qu'il voit diminuer au fur et à mesure qu'il progresse à l'intérieur du continent, à cause de l'altitude (il se refroidit). Dans ces conditions il ne peut donner que des pluies modérées, à l'exception des endroits où le relief peut lui opposer des barrières, le for-

(¹) Shimper reconnaissait déjà l'équivalence écologique de la forêt équatoriale humide des zones basses et de la forêt équatoriale humide de montagne. Les deux variations ne diffèrent entre elles que par la composition systématique, ce qui prouve la *tolérance* assez grande du type ombrophile pour un certain écart de l'isotherme annuelle. Par contre, ce type de forêt ne montre aucune tolérance pour la sécheresse. D'après E. De Wildeman la forêt ombrophile du Nord de la cuvette congolaise tolérerait des sécheresses de la durée de trois mois, considérant secs les mois avec moins de 30 millimètres de pluie. Étant données l'insuffisance et l'incertitude des données météorologiques sur lesquelles cette opinion de M. De Wildeman est fondée, nous estimons qu'elle demande des preuves nouvelles.

çant à s'élever verticalement, ou bien de grandes étendues lacustres peuvent l'alimenter en vapeur d'eau.

L'action du relief et des lacs n'a qu'une portée territoriale limitée, et voici pourquoi sur toute la partie du continent parcourue par le courant de cet alizé, le type ombrophile de la végétation, spécifique de l'alizé Atlantique, ne peut apparaître qu'avec un caractère d'oasis.

L'étendue territoriale de l'influence réciproque des deux courants est délimitée par leur rencontre (fronts de discontinuité thermique).

L'*isonèphe* suit assez fidèlement la présence ou l'absence des saisons sèches; elle reste indépendante dans une large mesure de l'isohyète. A l'exception du climat des côtes Sud-Ouest de l'Afrique, très nébuleux malgré un régime pluviométrique quasi-désertique, ce fait est général et facile à contrôler.

D'ordinaire l'*isonèphe* est plus élevée quand il n'y a pas de sécheresse au cours de l'année et diminue progressivement avec l'apparition de périodes sèches et l'augmentation de leur durée. C'est pour ce motif que nous trouvons des *isonèphes* décroissantes de l'Ouest à l'Est et également en rapport avec les zones frontières des grands courants aériens.

La *signification écologique de l'isonèphe* doit être recherchée, non pas par rapport aux précipitations, mais à la radiation solaire. Pour les radiations à ondes longues et les radiations visibles, l'action sélective et absorptive de la basse atmosphère étant modifiée par son degré de nébulosité, il est évident que la radiation diffère qualitativement et quantitativement entre les régions possédant une *isonèphe* différente. Ceci est d'une grande importance au point de vue de l'adaptation de la végétation. Nous essayerons de le démontrer en parlant des « homologues climatiques » entre zones de diverses altitudes.

Après avoir donné un regard d'ensemble sur une partie de la bande intertropicale du continent, nous aurons la possibilité de tirer quelques considérations utiles, restreignant notre examen à la région de la dorsale Congo-Nil, sur laquelle nous possédons le plus grand nombre d'observations directes et de documents.

Cette région doit son intérêt extrême au fait de se trouver à la convergence des grands courants aériens qui lui parviennent des deux océans

à l'Ouest et à l'Est, et du Nord par la vallée du Nil et le « couloir de fœhn » du fossé tectonique.

L'orientation Nord-Sud du relief, son étendue et sa forte altimétrie générale ajoutent puissamment leur influence particulière au fait purement météorologique de la convergence des courants.

L'observation de la végétation primitive, là où elle existe encore, nous a permis d'abord une répartition assez rationnelle des stations météorologiques d'observation; ensuite d'obtenir des preuves sur les causes climatiques ayant agi sur la répartition des types de végétation.

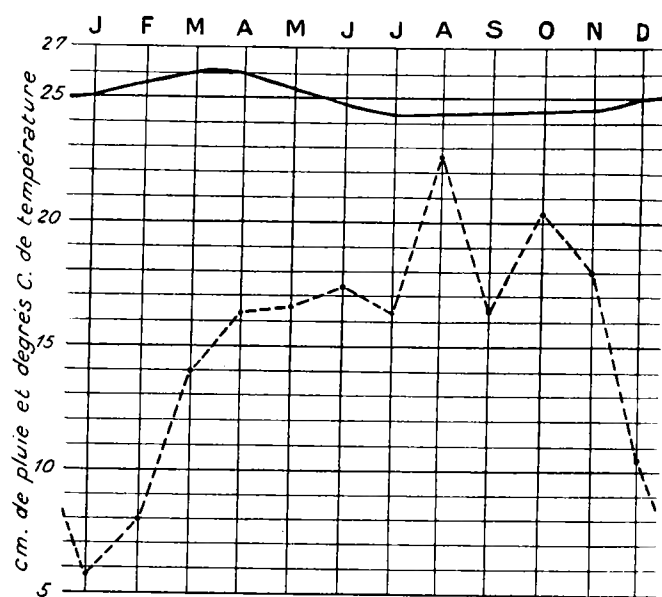
C'est ainsi que nous avons pu tracer les limites exactes de la forêt équatoriale de montagne sur la portion de la dorsale longeant le bassin du lac Édouard, le bassin du Kivu et la partie septentrionale du bassin du Tanganyika (voir la carte hypsométrique). Cette forêt n'a jamais pu dépasser sur le versant oriental (au vent) l'isohyète de 1,300 mm., à une altitude approximative de 1,600-1,500 mètres ⁽¹⁾. A la suite de conditions exceptionnelles, ce type de forêt peut se reconstituer au delà de cette limite, mais il n'y forme jamais des massifs d'une extension telle qu'ils ne puissent justifier le caractère d'oasis que nous leur reconnaissons, par rapport à la physionomie générale du territoire. Sur la dorsale orientale du Kivu, un segment orienté perpendiculairement aux courants dominants de Sud-Est provoque de fortes pluies (1,800 mm. à Dendezi, mais il est probable qu'au niveau des précipitations maxima, les 2 mètres annuels soient dépassés) qui entretiennent un massif de type mésophile important de 1,275 kilomètres carrés de superficie (la forêt de Rugheghe). Des faits analogues permettent l'existence de massifs de même type, mais moins étendus, sur les volcans Mufumbiru (Nord du Kivu), bien qu'ici le particularisme des stations édaphiques et l'influence des versants (tourbillons sous le vent, versants au vent moins humides, etc.) empêchent la forêt dense de s'étendre en formations homogènes, favorisant l'infiltration de toutes les formes de transition à la xérophilie des étages élevés et des savanes de basse altitude.

Le phénomène permanent de fœhn (le couloir de fœhn), dont nous

(¹) Voir chapitre XV de notre mémoire préliminaire *Les Précipitations dans le bassin du Kivu, etc.*

avons parlé longuement, domine à l'intérieur du fossé tectonique. Une influence analogue se produit sur une bande étroite du versant occidental des chaînes faitières vers 1,700 mètres d'altitude et ailleurs où l'orientation et la masse des montagnes déterminent la réapparition du phénomène.

Cette bande se caractérise, du point de vue botanique, par une flore spéciale, passant, selon la nature de la station, du type sclérophile et sub-xérophile au type xérophile nettement établi ⁽¹⁾.



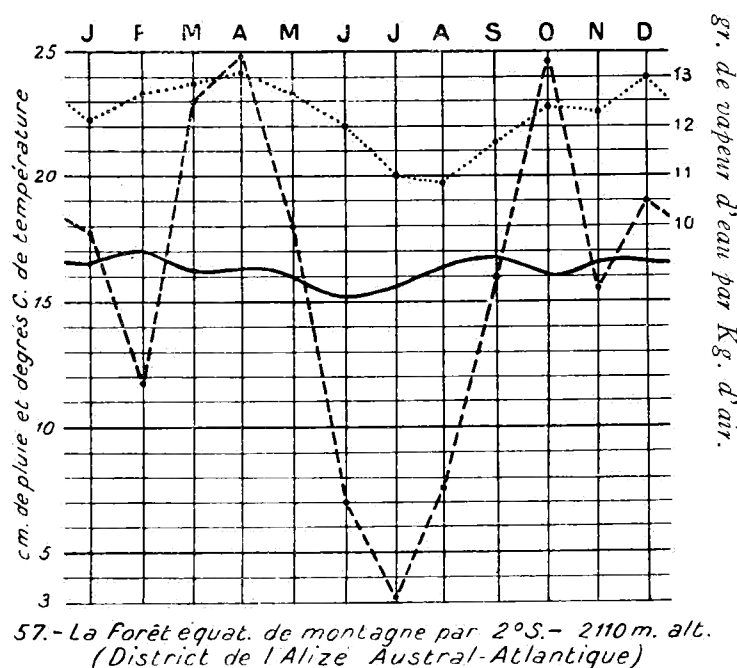
56.- La Forêt ombrophile par 2°N. - 370 m. alt.
(District de l'Alizé Austral-Atlantique)

Myrica salicifolia Hochst, qui, à des altitudes diverses par rapport à la sécheresse édaphique (plus haut si le sol est plus humide, plus bas si le sol est plus sec), entoure le bassin du Kivu au Sud-Ouest, Ouest, Nord-

⁽¹⁾ SHIMPER (*Pflanzen Geographie*) désigne les sclérophiles des plantes ligneuses toujours vertes comme étant propres aux climats tempérés à pluies hivernales et à sécheresse estivale prolongée.

D'après G. Negri, la petite oscillation thermique annuelle est le caractère climatique des bois de sclérophiles. Réduite à sa plus simple expression, « la condition écologique d'une forêt de sclérophiles est celle d'un climat tempéré chaud dans lequel les précipitations s'interrompent totalement ou presque durant quelques mois de l'année, mais la disposition du sol est telle que sa réserve en eau agit comme compensateur de la pluviosité très réduite ».

Ouest-Nord et Nord-Est; *Piptadenia Buchananii* Baker et *Albizzia fastigiata* E. Mey peuvent être considérées comme représentant le type de cette végétation. Ces deux dernières espèces constituent encore une étroite lisière de forêt autochtone sur la rive Nord-Ouest de l'île Idjwi ⁽¹⁾. A la pointe Sud de l'île, en localité Kaghi, on rencontre un « bush » primitif d'épineux, extrêmement dense, entremêlé de lianes épineuses, à travers lequel le passage est impossible sans l'ouverture préalable d'un sentier. De petites clairières à l'intérieur du bush sont occupées entière-



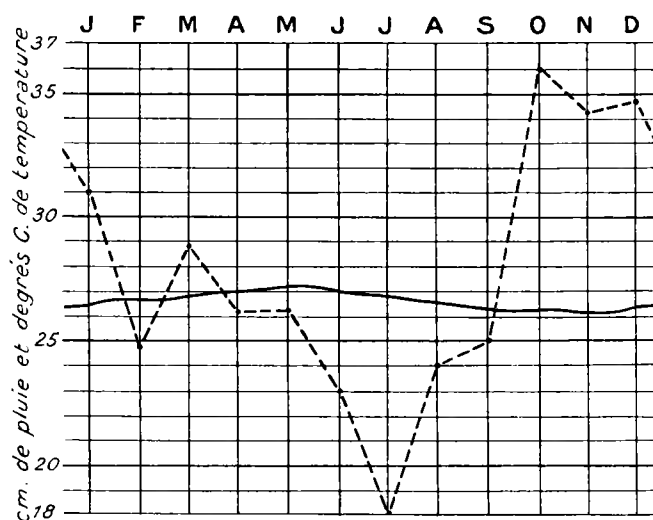
ment par *Tricholeana rosea* Nees, qui secrète une substance huileuse odoriférante. Une constatation analogue a été faite par G. Negri dans certaines stations particulièrement arides des montagnes de l'Abyssinie méridionale ⁽²⁾. La cause de la présence de ce fourré épineux compact est non

⁽¹⁾ *Piptadenia Buchananii* est autochtone du Kikuyu, des collines Indii et des pentes orientales du Kenya, où il atteint des dimensions moyennes. *Albizzia fastigiata* est un grand arbre commun sur les hauts plateaux du Kenya. A l'île Idjwi il ne dépasse pas une hauteur de 8-10 mètres.

⁽²⁾ *Selaginella lepidophylla* (*Hieronymus*) exsude également une huile qui serait, d'après certains auteurs (Volkens, etc.), une forme de protection contre une transpiration excessive.

seulement le fœhn, mais l'existence d'un conglomérat quasi nu, constituant une station édaphique extrêmement aride ⁽¹⁾.

D'autres représentants typiques de la zone de fœhn sont : Euphorbe candélabre (*Euphorbia abyssinica* Gmel ?) ⁽²⁾; *Jasminum dichotomum* Vahl ⁽³⁾ et des Ficus assez nombreux (*Ficus Sycomorus* L. ⁽⁴⁾, *F. ingens*, endémique aux plateaux de l'Afrique Centrale, etc.). L'Euphorbe est généralement parsemée sur toute la rive orientale de l'île; sur la rive du Ruanda et sur la rive Nord du Kivu, où elle forme par endroits des



58. La Forêt ombrophile à Sumatra (d'après Raunkiaer).
(Climat équatorial insulaire.)

associations homogènes et serrées. *Jasminum dichotomum* forme également des lisières denses, à proximité des rives et sur les laves. Dans les contrées élevées de la zone de fœhn, *Agauria salicifolia* Oliv. est parfois dominante (versant oriental de l'île Idjwi, 1,600 à 2,100 mètres d'altitude).

(1) Le matériel récolté par nous dans cette station, et déposé au Jardin botanique de l'État à Bruxelles depuis 1929, n'a pas encore été déterminé.

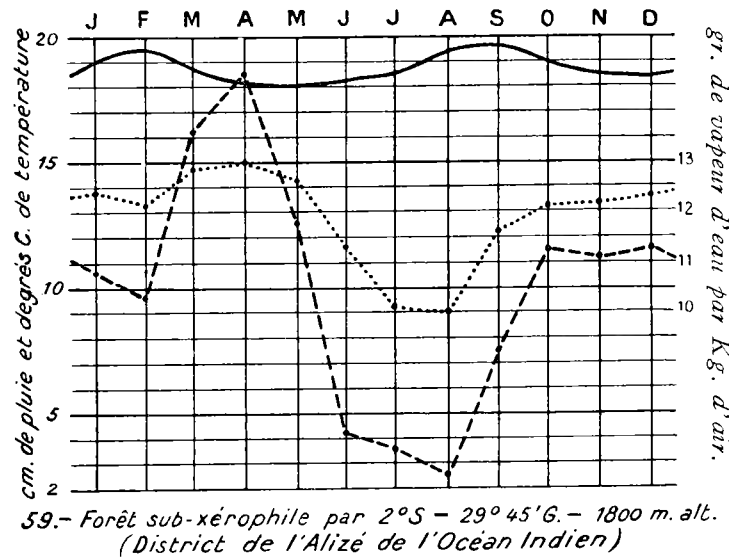
(2) D'après G. Negri l'*Euphorbia abyssinica*, malgré son port très xérophile, est une espèce propre des stations ni excessivement arides, ni trop ensoleillées.

(3) Beaucoup d'espèces du genre *Jasminum* sont répandues sur toute l'étendue du district oriental, aussi bien sur la côte de l'océan, où les femmes indigènes en récoltent les fleurs pour leur parfum délicat, que sur les hauts plateaux semi-arides et arides.

(4) Type commun à l'Abyssinie, à l'Est-Africain et à ces montagnes de l'Afrique Centrale.

Myrica salicifolia, à cause de sa résistance aux incendies de brousse, colonise également les hauts plateaux très ventilés et où l'incendie passe régulièrement une ou deux fois par an (voir photos du n° 13 au n° 20).

Les espèces qui caractérisent le district oriental (de l'alizé Indien) sont : *Olea chrysophylla* Lam. et divers *Acacia* à parasol, parmi lesquels *Acacia abyssinica* Hochst., *Acacia hebeciadoides* Harm., *Acacia suma*



Kurz. et *Acacia verugera* Schw., forme *latisiliquata*, Mildbraed; *Acacia stenocarpa* Taub. *Olea chrysophylla* Lam. ⁽¹⁾ est aujourd'hui inexistante sur les hauts plateaux du Ruanda. Pourtant elle s'y trouvait encore il y a une vingtaine d'années, selon le témoignage de Mgr Claesse, évêque du Ruanda. Les indigènes l'ont détruite pour en utiliser l'excellent bois à brûler. Actuellement cette espèce s'est réfugiée dans des stations particulières (sur les laves des rives Nord du Kivu et sur les épanchements du Nyamalagira dans le bassin du lac Édouard, où s'y ajoute, d'après J. Bequaert, l'*Olea Hochstetteri*, à l'abri des feux de brousse.

Cette espèce ne paraît pas résister à l'atmosphère des incendies, et dans ce cas elle est vite remplacée par *Myrica salicifolia*. Le point le plus bas où nous l'avons observée est à 1,022 mètres d'altitude, sur les anciennes

⁽¹⁾ La détermination de cette espèce a été faite par W. Robyns (voir ouvrage cité dans la bibliographie).

plages quaternaires et calcarifères du lac Édouard situées à 110 mètres au-dessus du niveau actuel du lac. Sur les plateaux du Ruanda elle atteignait probablement les 2,000 mètres d'altitude ⁽¹⁾.

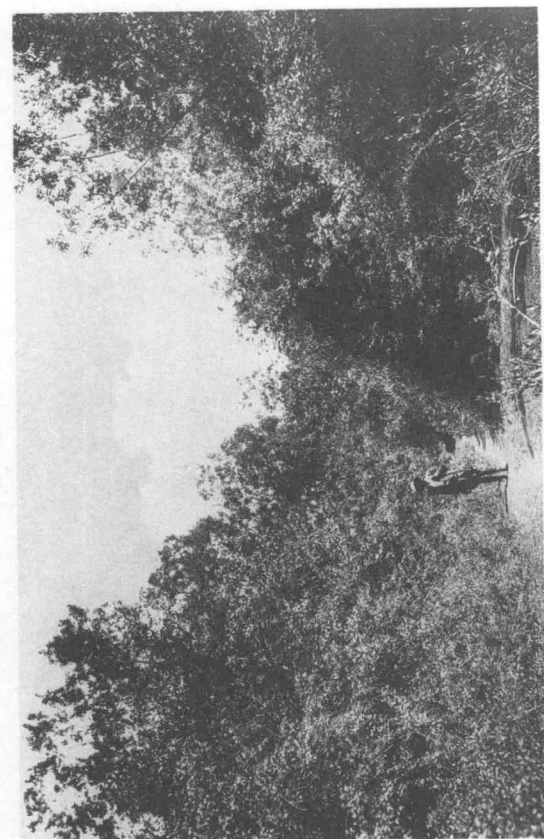
Dans le Kenya, l'*Olea chrysophylla* vit clairsemée dans les parties les plus sèches des hauts plateaux, souvent associée au *Cèdre*, dans des conditions climatiques analogues à celles des hauts plateaux du Ruanda. En Abyssinie méridionale (elle a été observée particulièrement entre Dirré Daue et Harrar), associée à *Juniperus procera*, elle constitue la sylve primitive des pentes montagneuses subhumides au-dessus de 2,200 mètres, avec un facies variable selon les changements des « stations » ⁽²⁾. Dans les positions plus humides cette association est remplacée par la sylve à *Podocarpus* (*Podocarpus gracilior*) ⁽³⁾.

⁽¹⁾ Les indigènes du Ruanda central et oriental ont détruit à tel point les forêts primitives, qu'ils sont réduits à déraciner des buissons épineux épars dans la prairie à Graminées pour subvenir à leurs besoins, à l'instar de ce que font les tribus berbères du Sahara septentrional. Au Kenya, le bois d'*Olea chrysophylla* est très recherché comme combustible de première valeur et comme bois dur pour certains travaux.

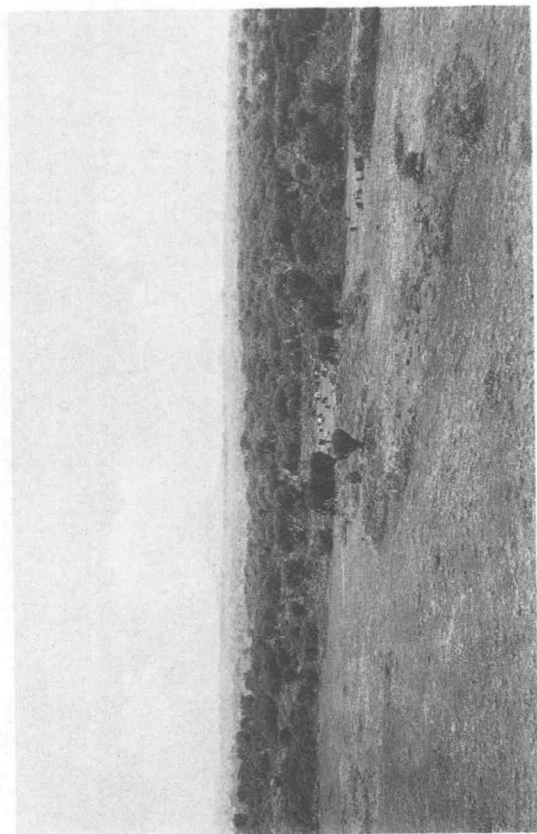
⁽²⁾ En Erythrée *Olea chrysophylla* Lam. végète à l'état spontané entre 800 et 2,400 mètres d'altitude descendant parfois à 700 mètres au-dessus du niveau de la mer sur le versant oriental dans la vallée de Filfil. Il parvient à 3,000 mètres sur le mont Soira. Il forme des associations plus importantes sur les pentes orientales que partout ailleurs. Sur le versant oriental cette espèce s'adapte d'une pluviosité moyenne de 60 millimètres par mois distribuée sur toute l'année (à l'exception de juin qui est totalement sec) et d'une température minima de 14°5 C. Dans les zones de plus forte altimétrie (haut plateau central) *Olea chrysophylla* tolère une sécheresse presque absolue de mars à octobre et ne bénéficie de pluies abondantes qu'en juillet-août, tandis que la température minima peut descendre au-dessous du point de gelée (d'après A. PAJELLA dans *Agricoltura Coloniale*, n° 9, pp. 463-471, Firenze, 1934).

L'espèce est signalée également en Erythrée par R. GIULIANI qui donne une esquisse sommaire de la répartition des climats sur les hauts plateaux, dans *Annali della Società Agraria della Provincia di Bologna*, vol. LX, pp. 103-126, Bologna, 1933.

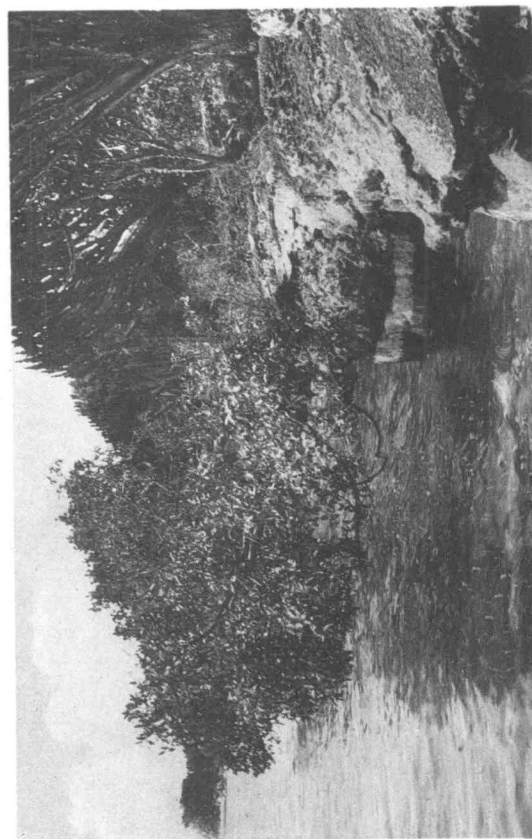
⁽³⁾ Y. P. Chapin (1923) considère qu'une large partie de l'Est-Africain central constitue une division bio-géographique distincte : la moitié Ouest du Kenya, une grande partie du Tanganyika Territory, excepté la bande côtière de l'océan Indien et la partie désertique du Nord-Est. Ce district couvre une région au-dessous de 1,400-1,500 mètres, tandis que la région la plus élevée est la partie Est du district montagneux. Seulement, le coin Nord-Ouest de ce district entre dans le Congo belge, où il comprend les côtes du lac Tanganyika, la vallée de la Ruzizi et les territoires de l'Urundi et du Ruanda (excepté le Nord-Ouest du



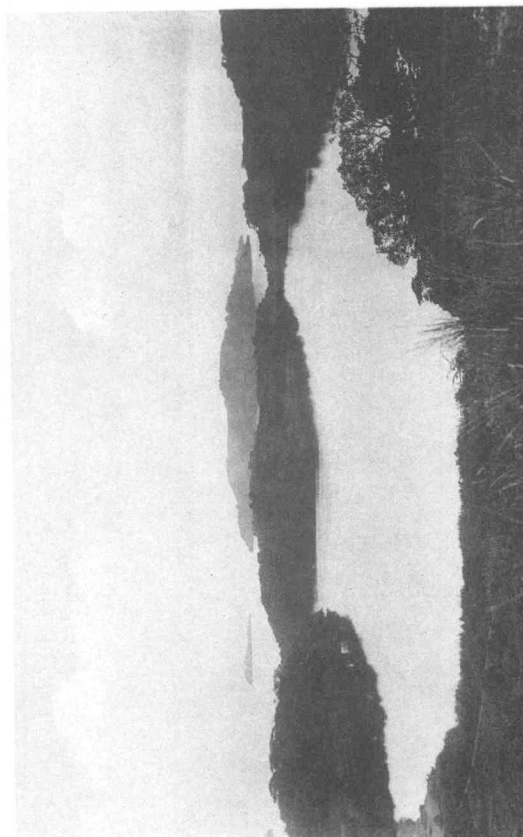
13 - Maquis sclérophile (forêt de foehn) de la rive septentrionale du Lac Kivu.
Association à *Olea chrysophylla*, *Myrica Salicifolia*, *Jasminum dichotomum*.



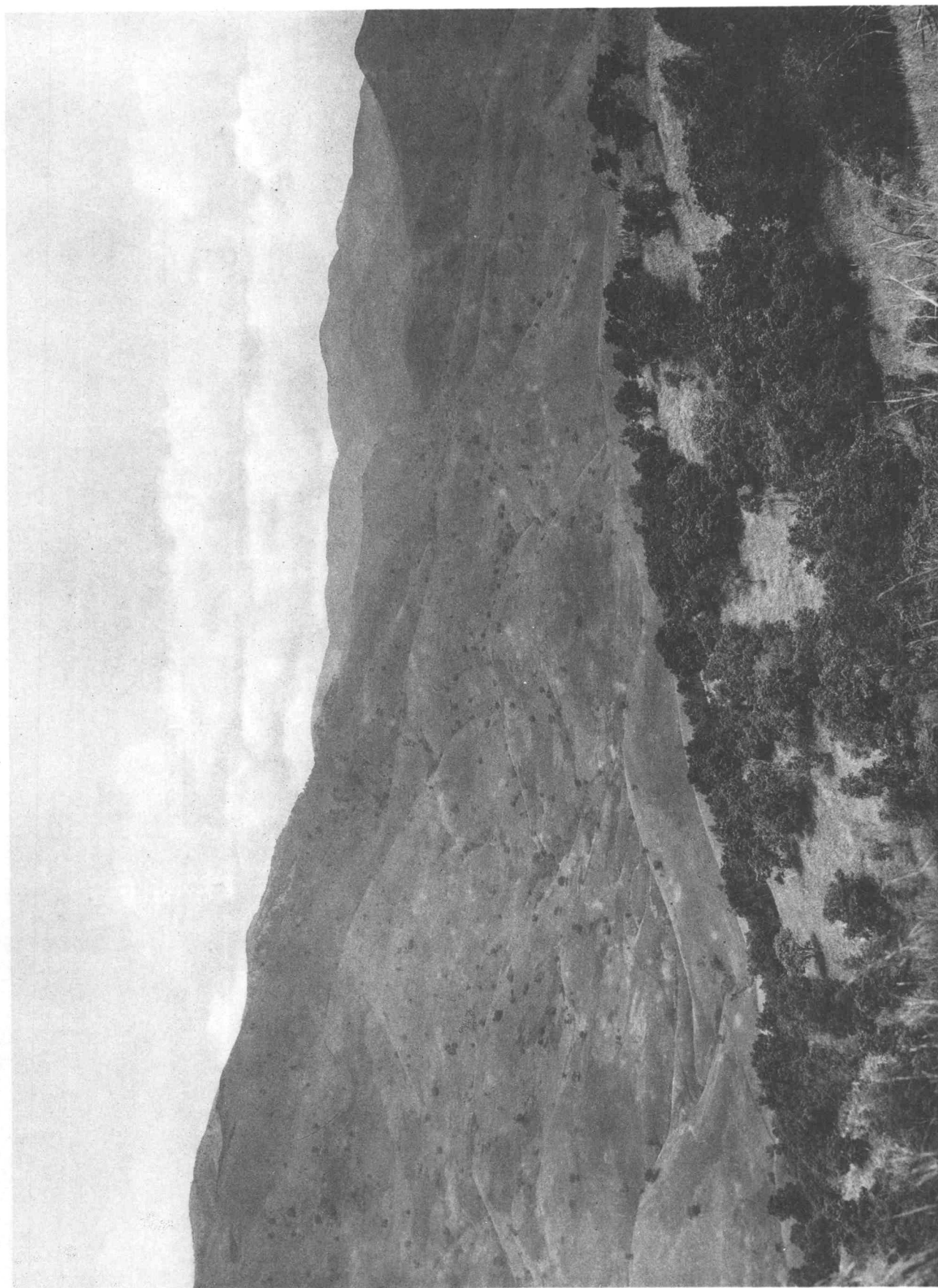
14 - Association à *Euphorbia abyssinica* sur la rive septentrionale du Kivu (forêt de foehn).



15 - Association de *Euphorbia abyssinica* et de *Ficus* sp. en bordure du lac
sur la rive septentrionale.



16 - Derniers restes de la forêt sèche primitive à *Piptadenia Buchananii* et à *Albizia fastigiata*
sur les rives NW de l'île Idjwi et les flots qui leur font couronne (forêt de foehn).



19 - Association de *Myrica salicifolia* var. *subalpina* Engl. et de *Pennisetum Trachyphyllum*, soumise aux incendies de brousse, dans la vallée du Losso et les hauts plateaux de Ndeko (W. du Kivu - de 1900 à 2500 m. alt.)

Les plaines encaissées du lac Édouard (appartenant à la zone frontière du district du courant Égyptien et du district oriental) sont occupées par divers *Acacia* à parasol, dont les espèces dominantes sont *Acacia Mildbraedi*, formant des galeries dans les stations les plus humides, et *Acacia verugera* Schweinfurth. Ce dernier paraît particulièrement être une espèce de frontière (Engler-Mildbraed).

Dans la portion australe du district de l'alizé Indien dominant des espèces arborescentes du genre *Brachystegia* (Bequaert), représenté également dans la forêt côtière de l'océan Indien (*Brachystegia edulis*, Hochst et Davy), où la végétation bénéficie d'une plus grande humidité apportée par la mousson ⁽¹⁾.

Le type climatique des principaux groupements végétaux est représenté par les climogrammes du n° 56 au 60, dans lesquels la température, indiquée par une ligne continue, est exprimée en degrés centigrades, et la pluviosité, représentée par une ligne en traits discontinus (en pointillé), est exprimée en centimètres. Le ponctué des climogrammes 58 et 59 représente l'humidité spécifique, en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air (voir également photos du n° 14 au n° 20).

On remarquera que l'atmosphère au-dessus de la forêt mésophile, à la limite orientale de son aire d'expansion, a une humidité spécifique à peu

Ruanda). Cette partie belge couvre 15,000 milles carrés. Comme altitude elle s'élève de 800 à 1,500 mètres. (Note extraite d'un manuscrit du Dr J. BEQUAERT sur la *Végétation des hautes régions du Kivu*, mis gracieusement à notre disposition par l'auteur.)

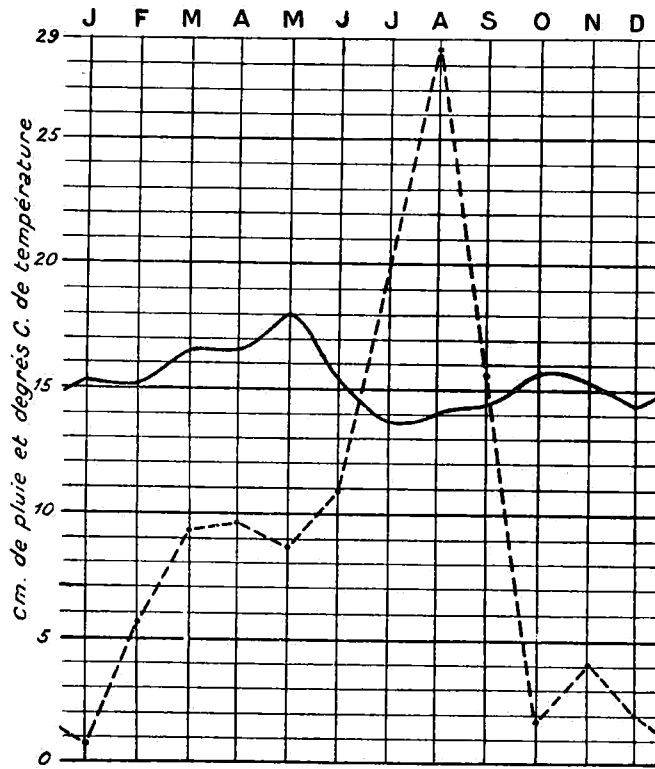
(¹) Le Dr J. Bequaert considère que le trait le plus caractéristique de la forêt du Katanga est le nombre énorme d'espèces qu'elle contient. Ceci contraste avec les formations similaires du district de savane du Nord et du Sud du Congo.

Le Katanga appartient à une portion de notre district climatique oriental où les courants de l'océan Indien sont dominants pendant trois quarts de l'année. L'observation du Dr Bequaert apporte une confirmation à notre hypothèse tendant à démontrer qu'à une homogénéité maxima des masses d'air en circulation doit correspondre un endémisme plus prononcé.

D'après M. W. EVRARD, « le Katanga possède un climat continental de transition, assez mal défini, tenant à la fois des types « sénégalien » et « soudanien » en certains points, presque déjà à caractéristiques d'altitude ». (Bull. *Ciel et Terre*, Sur deux phénomènes météorologiques dans l'hémisphère austral. Sur un cas de formation de cumulus. Sur la fréquence des tourbillons de chaleur, janvier 1933, Bruxelles.)

près égale à celle de l'air au-dessus de la forêt subxérophile. La forêt ombrophile de basse altitude a, par contre, une humidité spécifique beaucoup plus élevée, qui compense peut-être la pluviosité moindre, par rapport à celle des territoires plus proches de l'équateur thermique et sous l'influence du golfe de Guinée.

Cette forte différence « permanente » d'humidité entre la forêt



60.- Forêt sub-xérophile par 9°N - 38°14' G. - 2450 m. alt.
(District de l'Alizé de l'Océan Indien)

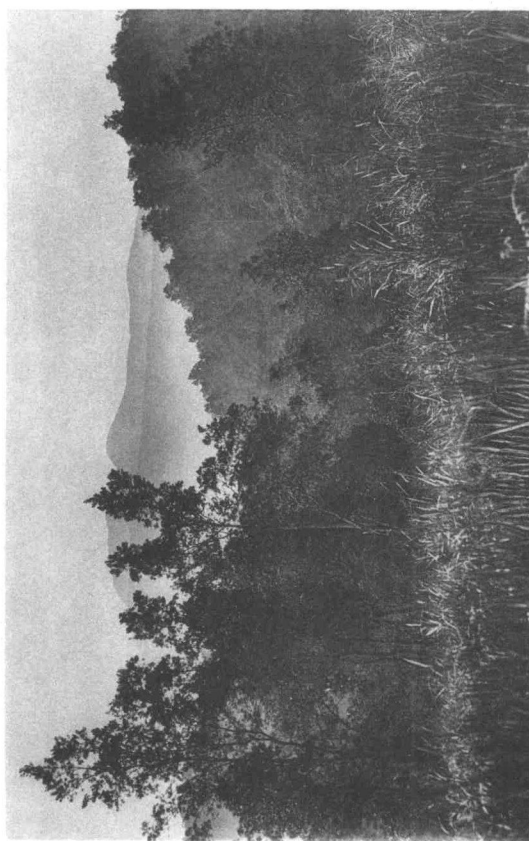
ombrophile et la forêt de montagne a une notable importance écologique, car le plus grand contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère *modifie* sensiblement la qualité de la radiation. La radiation absorbée à ondes longues est avantagée au-dessus de la forêt ombrophile, tandis que la radiation visible est affaiblie. Ceci peut bien compenser, dans les fonctions générales d'assimilation et de transpiration de la forêt, une précipitation moindre. Sorauer, Vesque et Viet, Lothelier et d'autres ont trouvé que les effets d'air humide sont tout à fait similaires au manque de lumière. Nous reviendrons sur l'argument en parlant de la répartition verticale des climats et des étages de végétation.



17 - Arbuste épineux du « bush » Xérrophytique de la pointe sud de l'île Idjwi (forêt de foehn).



18 - Forêt claire (forêt de foehn) à *Myrica salicifolia* du versant occidental de la dorsale congolaise (1700 m. alt.).



20 - Forêt dense, sclérophile non brûlée, de *Myrica salicifolia* var. *subalpina* Engl. au Nord du plateau de Kahundu (2000 m. alt. moyenne).



21 - *Philippia Johnstonii* dans la forêt de bambous (*Arundinaria alpina*) du versant occidental du Kahuzi à 2740 m. alt.



Photo N. Boutakoff

23 - La forêt dense de bambous (*Arundinaria alpina*) sur le versant NW du Kahuzi à 2800 m. alt. Les bambous atteignent 20-25 m. de hauteur.



Photo N. Boutakoff.

24 - Escarpement du mur (mirror de faille) du versant oriental du Kahuzi. Peuplement de *Erica arborea* (2400 m. d'altitude).

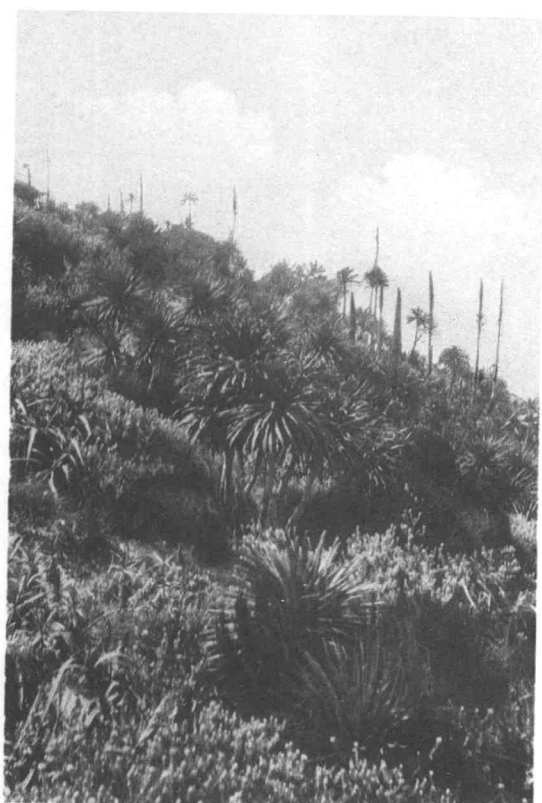


Photo N. Boutakoff

25 - Peuplement à *Lobelia lanuriensis* var. *Kahuzica* sur le versant nord de l'arête Kabushwa (3200-2750 m. alt.).

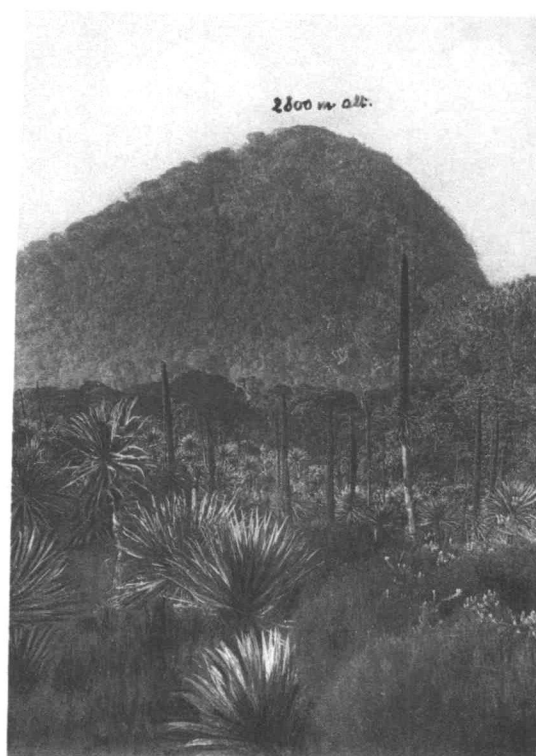


Photo N. Boutakoff.

26 - A l'avant-plan : *Lobelia lanuriensis* var. *Kahuzica* ; à l'arrière-plan : peuplement de *Podocarpus milanjianus* ? Derrière le piton on entrevoit le flanc NE du mont Tehizi (volcan Salée).

SIGNIFICATION ÉCOLOGIQUE DE LA SÉCHERESSE. — L'INDICE D'ARIDITÉ DE DE MARTONNE. — L'absence de pluies mesurables, pendant une période de temps assez longue, par exemple pendant un mois entier, établit automatiquement une sécheresse. Mais si la pluie tombe toute l'année, comme il arrive *parfois* à proximité de l'équateur, quand pouvons-nous dire qu'une période aride existe ?

Nous n'avons qu'à puiser à la liste des stations du district oriental, voisines de l'équateur, pour voir qu'en beaucoup d'endroits la pluie ne cesse jamais de tomber, mais que néanmoins une saison « sèche » existe également (Rwaza et Gatzibu dans le Ruanda, Nairobi dans le Kenya, etc.). Le climogrammes 59 et 60 représentent bien ce cas.

Une « sécheresse » est un phénomène écologique et, par conséquent, une *relativité*. Elle est en rapport direct et évident avec la radiation (la température), avec les propriétés spécifiques des masses d'air en circulation (énergie cinétique, calorique et humidité transportés) et dans les rapports de cause à effet avec le type de la végétation adaptée (le climax de Braun-Blanquet).

Théoriquement on peut considérer qu'une période donnée est sèche quand l'équilibre « eau absorbée + eau transpirée » chez les végétaux est rompu en faveur de la transpiration. Les espèces doivent utiliser les défenses que leur organisation anatomique et morphologique a créées pour résister au milieu.

Si nous ne voulons pas faire intervenir les plantes « appareils enregistreurs et surtout totalisateurs des impressions reçues » (L. Hauman) et si nous voulons rester dans le domaine purement physique du climat, il y a sécheresse quand l'évaporation dépasse l'absorption par le sol. Mais comme l'évaporation, en tant que phénomène général, reste encore un facteur pratiquement « non mesurable » et que toutes les tentatives faites pour l'exprimer de manière indirecte (déficit à la saturation, etc.) demeurent insuffisantes, nous sommes obligé, et le serons pour longtemps encore, d'avoir recours au monde végétal comme étalon de relativité.

Les territoires au-dessus desquels la teneur en humidité spécifique de l'air reste basse toute l'année, ou qui fléchit fortement pendant certains mois et dont l'atmosphère est périodiquement envahie de poussières (le Trübungsfaktor de Linke), paraissent avoir une radiation à ondes longues absorbée, faible; une radiation *directe* à ondes longues dominante si le

facteur d'obscurcissement est très fort; une radiation directe à ondes courtes dominante si le facteur d'obscurcissement est faible. Ceci constitue une distinction fondamentale par rapport aux territoires tropicaux très humides (précipitations élevées + humidité spécifique élevée), chez lesquels la radiation dominante est la radiation *absorbée* à ondes longues.

La sécheresse dans la zone intertropicale s'accompagne donc normalement, ou bien d'une radiation *directe* dominante, à ondes longues, ou bien d'une radiation *directe* dominante, à ondes courtes ⁽¹⁾.

N'étant pas encore parvenu à indiquer, par des mesures exactes, les limites de tel ou tel autre facteur climatique au delà desquelles, dans un climat déterminé, il y a sécheresse, on doit se contenter des indications approximatives sur lesquelles l'accord entre les auteurs a été obtenu et qui paraissent confirmées par l'expérience dans le plus grand nombre de cas. Hann a proposé de considérer comme mois secs dans les pays chauds ceux qui ont une somme de précipitations double de celle requise dans la zone tempérée pour la même qualification. D'autres auteurs (Angot, Köppen, Suppan, H. Schmidt, etc.) s'accordent pour considérer « sec » le mois ayant une chute de pluie inférieure à 50 mm. Nous n'insistons pas sur les classifications qu'on a essayé d'établir sur la base des quantités-limites proposées par les différents auteurs, car elles ont surtout un intérêt statistique et nous acceptons de considérer sec le mois avec moins de 50 mm. de pluie.

Sur cette base une discrimination est possible immédiatement entre les diverses zones pluvieuses se succédant de l'Ouest à l'Est sur un même parallèle (considérons les 1° Sud et 2° Sud), par l'absence et la présence d'une saison sèche et la durée de cette dernière. *La position équatoriale n'exclut nullement la saison sèche* et voici comment se subdivisent sous ce rapport les trois grands groupements floristiques représentés précédemment par nos climogrammes. On entend par mois « secs » ceux dont la pluviosité est inférieure à 50 mm. et mois « humides » ceux dont la pluviosité varie entre 50 et 125 mm. ⁽²⁾.

⁽¹⁾ D'après les mesures de Gorczynski, l'intensité de la radiation solaire dans les pays humides de la zone tropicale est plus faible que dans la zone tempérée.

⁽²⁾ H. Schmidt, se servant des limites de sécheresse (30 mm. par mois) et d'humidité (125 mm. par mois) proposées par Köppen et Suppan, donne la

Forêt équatoriale ombrophile : pas de saison sèche, aucun mois au-dessous de 50 mm.

Forêt équatoriale de montagne : 1 mois au-dessous de 50 mm. (la saison sèche existe, bien que la hauteur annuelle de pluie soit de beaucoup supérieure à celle de la subdivision précédente).

Zone de fœhn (forêts sèches sclérophiles ou subsclérophiles. Rubengera, Ngweshe) : 3 mois < 50 mm.

Ruanda, 1^{re} zone (forêt de montagne, zone sous l'influence de la dorsale. Nyundo, Kabaya, Dendezi) : 1 mois < 50 mm.

Ruanda, 2^e zone (forêt claire subxérophile. Issavi, Rulindo, Ruhengeri) : 2-3 mois < 50 mm.

Ruanda, 3^e zone (forêt claire subxérophile. Kabgayé, etc.) : 3 mois < 50 mm.

Ruanda, 4^e zone (xérophilie plus accentuée. Nyanza, Nzaza) : 3-4 mois < 50 mm.

Dans la portion australe du district climatique de l'alizé indien, la saison sèche (mois ayant > de 50 mm.) atteint la durée de cinq mois.

De cette classification il résulte une analogie évidente entre la zone de la forêt équatoriale de montagne et la première zone du Ruanda, qui comprend les deux versants de la dorsale. Dans cette zone le même type de forêt apparaît, mais il a déjà, comme nous l'avons dit, un caractère d'oasis. Nous connaissons les raisons qui permettent l'existence de massifs forestiers compacts et les raisons qui s'y opposent. Une autre analogie frappante se remarque entre le couloir de fœhn et les zones II, III et IV du Ruanda. A ces analogies de régime pluviométrique paraissent correspondre des régimes équivalents de radiation solaire. Nous le verrons plus en détail à propos de la répartition verticale des climats de montagne et des groupements végétaux.

E. de Martonne, par son « indice d'aridité », a créé un moyen d'établir des comparaisons. Certains auteurs (D. Szymkiewicz), considérant sa

classification suivante : mois de sécheresse, inférieur à 30 mm.; mois de demi-sécheresse, entre 30 et 50 mm.; mois humides, entre 50 et 125 mm.; mois pluvieux, au-dessus de 125 mm.

formule d'un point de vue surtout mathématique, ont exprimé des critiques que nous estimons ne pas devoir résumer, parce qu'elles demeurent dans le domaine purement théorique. Toute discussion fondée sur des « mesures » se référant à l'évaporation ne correspond à aucune réalité effective.

Nous reconnaissons à l'indice d'aridité de de Martonne une fonction écologique et sous ce rapport de relativité (de proportionnalité) nous trouvons qu'il permet de caractériser avec une précision suffisante le déficit *relatif* d'humidité d'une région, de manière à établir son degré d'aridité. E. de Martonne donne la formule bien connue : $P : (T + 10)$, dans laquelle P exprime la hauteur annuelle des précipitations, T l'isotherme annuelle et 10 une constante.

Ainsi constituée, la formule s'applique au climat général d'une région, tandis que pour calculer l'indice mensuel ou l'indice saisonnier, elle est modifiée de la façon suivante : $12P : (T + 10)$, dans laquelle P représente la moyenne mensuelle des précipitations en mm., T la moyenne mensuelle des températures réelles en degrés centigrades.

De Martonne considère humide, à écoulement exoréique, toute région présentant un indice supérieur à 40; les valeurs supérieures à 30 et inférieures à 40 n'ont pas grand intérêt, car elles oscillent entre l'endoréisme et l'exoréisme. Au-dessous de 30, l'indice caractérise des situations profondément modifiées.

Entre 20 et 30 l'endoréisme est temporaire ou faible; entre 10 et 20 il est établi typiquement; entre 5 et 10 il correspond à la bordure des déserts avec écoulement temporaire; au-dessous de 5 c'est le vrai désert.

Après ces prémisses, voici comment se classent par leur indice d'aridité les zones que nous avons distinguées précédemment :

<i>Forêt équatoriale ombrophile</i> (entre 2° Nord et 2° Sud)	52 ⁽¹⁾
<i>Forêt équatoriale de montagne</i> (entre 0°30' Nord et 3° Sud)	74
<i>Couloir de foehn du bassin du Kivu</i> (selon l'altitude)	36-38
<i>Plateaux du Ruanda</i> , zones b, c.	40
<i>Plateau du Ruanda</i> , zone orientale d.	26
<i>Portion australe du district climatique oriental</i>	27

(¹) Mengo, dans l'Uganda, 48; Tamatave à Madagascar, 80.

Le caractère exoréique de ces territoires est général. Certaines zones particulières, considérées à part, montrent un *endoréisme local et temporaire*, qui est mis davantage en évidence en appliquant la formule de de Martonne aux mois respectifs de la saison sèche. Voici, par ordre décroissant, les indices des mois « secs » des différentes zones climatiques :

	Mois secs :				
	J	J	A	S	O
<i>Forêt équatoriale de montagne</i>	---	15	---	---	---
<i>Couloir de foehn du bassin du Kivu</i>	10	7	14	---	---
<i>Plateaux du Ruanda, zones b, c</i>	12	8	7	---	---
<i>Plateau du Ruanda, zone d</i>	3	1,1	9	19	---
<i>Portion australe du district climatique oriental.</i>	2	6	6	16	13

Ces résultats n'ont pas besoin de longs commentaires pour être compris : l'endoréisme est à peu près général pendant la saison sèche dans tout le district climatique oriental. Dans certaines zones, comme à l'Est des plateaux du Ruanda et dans le bassin septentrional du lac Tanganyka (naturellement au-dessous du niveau des précipitations maxima) on touche pendant un mois ou deux à un véritable aréisme désertique. Qu'est-ce que cela signifie ? *Que les réserves d'eau du sol sont mises à contribution*, d'autant plus que la sécheresse est rigoureuse et que sa durée se prolonge. La consommation d'eau du sol par évaporation et par transpiration intéresse des strates de plus en plus profondes au fur et à mesure qu'on approche des limites de l'aréisme. Dès lors, il est évident que le *climat du sol* domine par son influence particulière le climat écologique du milieu ; en d'autres termes, la station édaphique devient le facteur limite. Et comme nous avons dit que nous remettons à un travail ultérieur tout ce qui concerne le sol, nous réservons toute discussion sur cet argument.

Une critique peut être faite à l'indice d'aridité : il ne décèle pas l'existence d'une saison sèche, au-dessus d'une hauteur limite des pluies annuelles. C'est le cas de la zone de la forêt équatoriale de montagne. Il faut pousser l'analyse à tous les mois de l'année pour que la sécheresse, même de courte durée, apparaisse. La limite de pluviosité annuelle au-dessous de laquelle on peut considérer qu'il y a sécheresse a été débattue principalement par Köppen et par Suppan, l'un proposant 1,500 mm., l'autre 1,000 mm. Il s'agit d'une de ces données conventionnelles dont

l'application expérimentale est loin d'être faite et qui n'a en tous cas rien d'absolu, car elle est sujette à varier selon des conditions multiples. Nous n'y insisterons pas.

RÉPARTITION DES CLIMATS ET DE LA VÉGÉTATION AU-DESSUS DU NIVEAU DES PRÉCIPITATIONS MAXIMA. — Nous avons vu que le niveau des précipitations maxima, que nous avons constamment indiqué comme étant un plan de séparation entre deux mondes climatiques différents, oscille selon des causes énoncées schématiquement.

Nous aurions voulu esquisser une série de comparaisons entre toutes les grandes montagnes de l'Afrique intertropicale, mais les connaissances sur la répartition des étages de végétation étant encore par trop incomplètes, nous nous limiterons au segment de la dorsale congolaise compris entre 0°30' Nord (le Ruwenzori) et 3°30' Sud, dont la connaissance nous est acquise par une assez longue expérience personnelle et par des renseignements de source autorisée.

Au-dessus du niveau des précipitations maxima, on remarque trois conditions climatiques principales : la pluie d'averse cesse et est remplacée par une pluie fine de longue durée, suivie de brouillards persistants et épais donnant souvent de la bruine; la température diminue progressivement et jusqu'à des niveaux limites, variables entre 3,000 et 4,000 mètres, elle garde un caractère d'uniformité. L'oscillation annuelle est également très faible; peut-être diminue-t-elle; l'oscillation diurne a probablement des écarts moins accusés à l'intérieur des associations forestières. L'uniformité relative de la température cesse aussitôt qu'elle est soumise à l'action des grands courants supérieurs (les alizés). A la suite de l'alternance des phénomènes de condensation et de rayonnement, provoqués surtout par la circulation convective, phénomènes que nous avons relatés aux chapitres III et IV, l'amplitude diurne des extrêmes thermiques *augmente* et la température y acquiert un caractère d'*extrême instabilité*.

La *radiation solaire*, dans sa composition qualitative et quantitative, y subit probablement des modifications parallèles. La radiation absorbée à ondes longues, si l'on surmonte des régions humides, ou la radiation directe à ondes longues, si l'on surmonte des régions arides, s'affaiblit vite devant une augmentation rapide des radiations directes à ondes

courtes, progressant avec l'altitude. A 4,500 mètres nous avons ressenti une impression nette de brûlure et la peau se couvrait de taches de rousseur quand la température de l'air ambiant était assez basse (3° - 5°) à 14 heures.

L'augmentation relative des radiations du spectre à ondes courtes doit être déjà sensible à la limite même du niveau des précipitations maxima. On peut déduire cela du fait que la forêt équatoriale de montagne est constituée à sa limite supérieure par un grand nombre d'arbres ayant un feuillage petit, lauriforme, et dont la face supérieure, d'un vernis métallique, indiquerait déjà une défense contre les radiations courtes. Ces plantes sont souvent chargées de barbes d'*Usnea*, ce qui indique la persistance des nuages; ni leur port ni leur structure ne révèlent des caractères d'héliophilie. Ce sont peut-être des espèces intermédiaires entre les sciophiles de la forêt ombrophile et les héliophiles d'altitude ⁽¹⁾.

Pour indiquer les climats qui s'établissent au-dessus du régime des bruines, nous avons adopté un terme de Lindholm, le « climat de rayonnement ». A la page 27 nous avons expliqué que son auteur a voulu réunir sous cette notion « tous les processus de rayonnement dont la connaissance est nécessaire pour établir le bilan thermique de la surface du sol ». A la notion de Lindholm nous avons donné une portée extensive impliquant dans la définition de « climat de rayonnement » une prédominance de l'irradiation du sol sur le rayonnement solaire. En l'absence de mesures directes par lesquelles indiquer les limites de ce climat particulier, notre définition n'a évidemment qu'une valeur d'indication empirique. Il faut la maintenir faute de mieux, jusqu'au jour où nous pourrions déterminer dans quelle proportion, par rapport à la radiation totale, la partie du spectre à ondes courtes intervient dans l'insolation, avec l'augmentation de l'altitude. Le bilan thermique qui dans notre

⁽¹⁾ La *luisance* indique, d'après Warming, qu'une partie de la lumière est reflétée par les feuilles. Tschirch (1882) et Haberlandt (1904, 1905) ont prouvé expérimentalement que la cire répartie à la surface d'une feuille en diminue l'évaporation (provoquée par une radiation trop intense?). D'autre part, Marloth a constaté que beaucoup de caractéristiques des plantes désertiques sud-africaines sont des adaptations variables qui changent selon la croissance dans un climat plus ou moins riche en radiation solaire.

« climat de rayonnement » se clôture alternativement par une perte de chaleur par irradiation du sol, pourra prendre, seulement alors, une signification exacte. Pour le moment et pour nos déductions bioclimatiques, contentons-nous d'un concept de relation.

L'*humidité relative* ne présente pas, avec l'augmentation de l'altitude, des modifications intéressantes, sauf, naturellement, pour les très fortes altitudes.

Sur la teneur de l'*humidité spécifique* nous manquons d'observations; elle diminue probablement *lentement* avec l'altitude au-dessus des pentes de montagnes.

L'*évaporation* ne peut pas augmenter par rapport aux zones plus basses, à cause de la diminution de la température. Sous ce rapport, D. Szymkiewicz, se basant sur les observations de nombreux auteurs (J. Schubert, W. Ludi, Maurer et Lütschg), en ce qui concerne les montagnes des latitudes tempérées, parvient à la même conclusion ⁽¹⁾.

Dans ces conditions, quel est le *facteur limite* qui détermine la répartition diverse des formes d'adaptation? ⁽²⁾.

La température et la pluviosité diminuent de manière analogue jusqu'à converger vers un point duquel il n'est plus possible de disjoindre leur action. Mais comme sur ces montagnes de l'Afrique Centrale la pluie diminue moins rapidement que la température, cette dernière apparaît être le facteur limite. Au lieu de parler de température, nous aurions voulu dire que le facteur limite est la *qualité et l'intensité de la radiation*. Mais l'imperfection de nos connaissances sur les modifications de la radiation et la capacité absorptive et sélective de la végétation, par rapport aux différentes longueurs d'ondes, est si grande, que nous sommes forcé de nous servir encore de la température comme unité de *mesure* du climat thermique.

⁽¹⁾ D'après D. Szymkiewicz on peut admettre en toute sécurité que l'évaporation et la transpiration des végétaux sont, dans les hautes altitudes, plus faibles qu'elles ne le sont au niveau le plus bas. On peut l'admettre en tenant compte de l'action du vent et de la radiation... Les mesures directes de l'évaporation donnent le même résultat que les déductions théoriques; l'évaporation est plus faible dans les montagnes de la zone tempérée que dans la plaine.

⁽²⁾ D'après la loi de la relativité et le sens que Lundegård a voulu attribuer à cette expression de « facteur limite », l'effet relatif d'un facteur est le plus grand dans le secteur minimum et dans le secteur de l'excès.

La différence entre les territoires situés au-dessous de la limite des précipitations maxima et les territoires placés au-dessus est ainsi bien établie : dans les premiers le facteur limite est la pluie; dans les seconds c'est la température.

Comment se répartit la végétation par rapport aux subdivisions du climat? Les explorateurs botanistes savent combien il est rare, même au cœur de l'Afrique et sur les montagnes les plus élevées, de trouver des associations absolument primitives.

Pour cela nous prendrons comme point de départ le massif Kahuzi par 2°15' Sud, qui était encore inviolé à la date de notre première ascension, le 4 octobre 1927. Par sa situation, cette montagne est à peu près centrale entre le Ruwenzori au Nord et les hauts sommets du lac Tanganyika à l'Ouest.

Le nombre, la profondeur (l'étendue verticale) des étages de végétation varient dans les mêmes conditions de position avec l'altitude, la masse et la déclivité des pentes de la montagne. De nombreux travaux de botanistes phytogéographes ont démontré ce fait; parmi les plus récents nous rappelons les études magistrales de H. Humbert sur Madagascar et les contributions plus récentes du même auteur sur les hautes montagnes de l'Afrique centrale.

Par suite de l'âge différent des montagnes, la série des volcans Mufumbiru nous permet des comparaisons intéressantes. La colonisation végétale n'acquiert sa pleine signification que dans les massifs les plus anciens, centres probables de dispersion, et dans les montagnes au Sud du Kivu, dont les caractères généraux de climat reproduisent les conditions écologiques des hautes montagnes du district oriental.

Le Ruwenzori est, d'après les géologues, un massif en grande partie « éruptif » (roches cristallines, micaschistes, gneiss, amphibolischistes, etc.), tandis que le Kahuzi est un massif « volcanique » de la fin du tertiaire, ce qui nous autorise à considérer leur végétation primaire comme possédant une longue adaptation climatique (le climax) ⁽¹⁾.

(1) D'après le géologue N. Boutakoff, le massif du Kahuzi et celui contigu des Biega se sont constitués pendant deux phases paroxysmales principales : une phase basaltique et une phase des quartz-porphyres et de rhyolithes, qui a été la plus longue, subdivisée en non moins de trois épisodes successifs.

Les versants, comme partout ailleurs, se différencient entre eux. Sur l'exposition sous le vent (en ce cas le versant humide), le niveau des fortes pluies se situant plus haut, les étages plus hygrophiles gagnent les pentes aux dépens des associations xérophiles, qui descendent, par contre, sur l'exposition au vent (moins humide), y restreignant l'aire des formations hygrophiles. Nous y avons fait allusion dans notre mémoire préliminaire sur les *Précipitations*, à propos des Mufumbiru.

On ne possède pas encore d'inventaire de la succession des associations sur les différents versants des grandes montagnes de l'Afrique Centrale. Leur accès encore difficile, leur isolement, leur inhospitalité justifient d'ailleurs cette lacune. Une comparaison étendue à plusieurs massifs étant encore impossible, nous nous limiterons au versant occidental de quatre grandes montagnes : le Ruwenzori par 0°23' Nord; 29°52' G, 5,120 mètres d'altitude; le Karisimbi par 1°30' Sud, 29°26' G, 4,506 m. d'altitude; le Kahuzi par 2°15' Sud, 28°40' G, 3,308 mètres d'altitude; le Muhende par 3°15' Sud, 28°54' G, 3,198 mètres d'altitude, pour lesquelles nous essaierons de représenter la succession verticale des climats, leur concordance ou leur discordance.

Nous commençons par schématiser les climats et les étages de végétation du Kahuzi, que nous avons choisi comme point de départ. Hâtons-nous de dire que nous nous limiterons à caractériser les étages de végétation par les espèces formant la note dominante des grands agrégats sociaux, plus représentatives du point de vue des rapports avec le climat, renvoyant aux travaux des botanistes (Mildbraed, Bequaert, De Wildeman, H. Humbert, L. Hauman, etc.) pour l'énumération des espèces et la constitution des associations particulières. Nous répétons que nous faisons abstraction complète du sol et de l'influence des stations édaphiques.

Dans nos « remarques » nous ferons mention des faits particuliers dont la citation nous paraîtra indispensable pour la compréhension de l'ensemble.

MASSIF KAHUZI (versant occidental).

(DISTRICT CLIMATIQUE DE L'ALIZÉ SUD-EST ATLANTIQUE.)

ETAGES FLORISTIQUES	LIMITES altitudinales.	LIMITES de l'isohyète.	LIMITES de l'isotherme.	TYPE du climat.
1. FORÊT ÉQUATORIALE DE MONTAGNE (mésophile). <i>Syderoxylon Adolphi-Frederici</i> Engl.; <i>Dracaena afromontana</i> Mild.; <i>Lebrunia bushaie</i> Staner; <i>Entandophragma Gillardinii</i> Ledoux; <i>Ficalou laurifolia</i> Hiern.; — <i>Bridelia brideliifolia</i> (Pax) Fedde; <i>Adina rubrostipulata</i> K. Sch.	1,300 m.	1,500 mm.	22°C	Climat tropical d'averses.
	2,400 m.	2,300 mm.	15°C	
2. ÉTAGE A BAMBOUS (<i>Arundinaria alpina</i>). <i>Lobelia petiolata</i> Hauman.	2,400 m.	2,300 mm.	15°-14°C	Climat tempéré de pluies fines.
	3,000 m.	1,700-1,750 mm.	11°C	
3. ÉTAGE A ERICACÉES ET PODOCARPUS. <i>Erica arborea</i> ; <i>Podocarpus Leopoldii</i> Robyns?; <i>Vaccinium Stanleyi</i> Schw.	3,000 m.	1,750 mm.	11°C	Climat de brouillard.
	3,200 m.	1,680 mm.	9°C	
4. ÉTAGE SUBALPIN A LOBELIA LIGNEUSES. <i>Lobelia lanuriensis</i> De Wild., var.; <i>kahuzica</i> Humb. (1); <i>Senecio kahuzicus</i> Humb., etc.	3,200 m.	1,680 mm.	9°C	Climat de brouillard.
	3,250 m.	1,630 mm.	8°5 C	
5. ÉTAGE ALPIN A GRAMINÉES. <i>Deschampsia flexuosa</i> .	3,250 m.	1,630 mm.	8°6 C	Climat de rayonnement
	3,308 m.	1,630 mm.	8°C	

REMARQUES. — Le versant oriental domine la vallée tectonique par un abrupt imposant que les géologues (N. Boutakoff) nomment le « miroir de faille ». Cette paroi rocheuse, qui paraît presque verticale, se termine à la petite rivière Karashoma (2,300 mètres d'altitude), qui alimente le

(1) M. L. Hauman a déterminé le *Lobelia* ligneux du Kahuzi comme *Lobelia lanuriensis* De Wild. var. *karisimbensis* (R. et Th. Fries) Hauman, dont les caractéristiques principales sont : feuilles jeunes et adultes glabres à la face supérieure, anthère de 10 à 13 millimètres de longueur, bractées pectinées ciliolées, pétales pubescents à leur face externe. L'auteur croit que le spécimen en herbier (7725 Humb. Jardin botanique Bruxelles) est un individu mal développé, récolté à la cime même de la montagne en terrain découvert, plutôt qu'une variété distincte, la var. *kahuzica* Humb., floribus minoribus, ovario glabro, foliis in pagina inferiore vix pilosis.

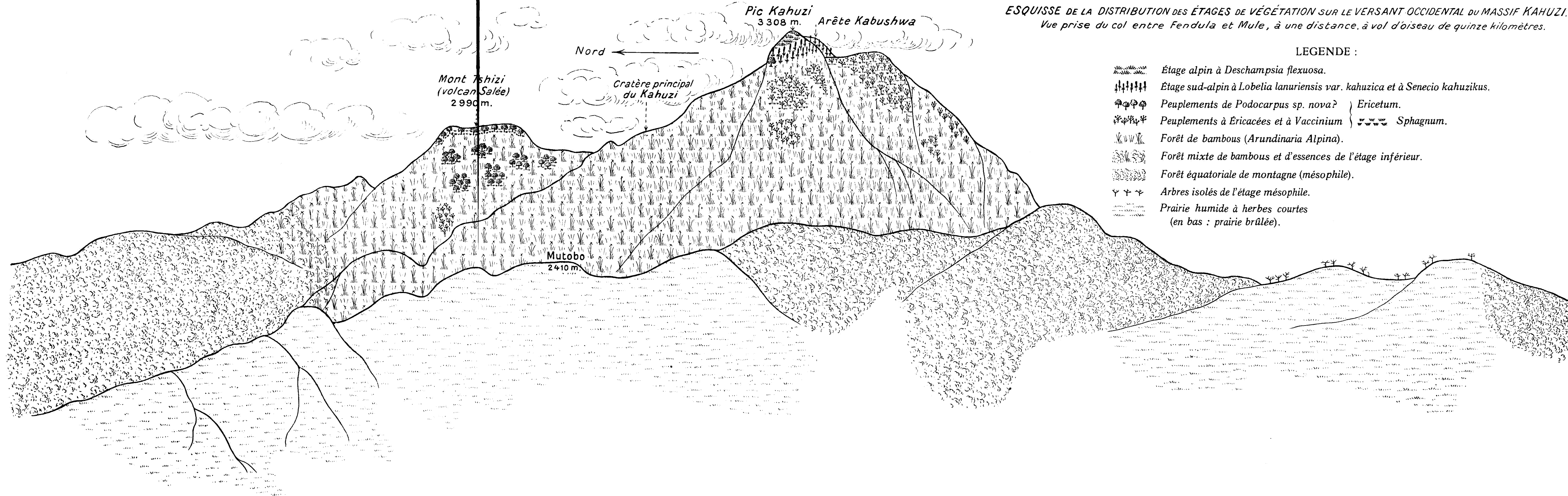
Ce *Lobelia* n'est pas limité à la cime de la montagne, mais s'étend en peuplements assez purs surtout sur le versant Nord, en y descendant approximativement jusqu'à 2,800 mètres. Pour cette raison nous avons maintenu provisoirement la détermination de *Lobelia lanuriensis* De Wild. var. *kahuzica* Humb.

Lors de notre troisième ascension au Kahuzi, le 11 novembre 1919, nous avons constaté que *Deschampsia flexuosa*, *Senecio kahuzicus* et les *Helichrysum* étaient en pleine floraison. *Lobelia lanuriensis* var. *kahuzica* commençait alors à fleurir.

grand marais Kanzibi, (le lac capté de la carte géologique du coude du graben occidental africain) au Sud du massif. Les indigènes ont sur cette rivière une curieuse légende. Tous ceux qui, en la traversant, baignent dans ses eaux la canne qui leur sert à marcher provoquent la chute d'une averse. Les courants humides de l'Est, venant heurter presque perpendiculairement cette énorme muraille, provoquent des chutes abondantes quasi journalières. La futaie mésophile atteint ici son développement le plus fort.

Les bruyères seules peuplent le miroir de faille, végétant dans les fissures du roc et partout où de l'humus a pu s'accumuler. Elles descendent jusqu'au pied du mur et c'est ainsi qu'elles ont pu coloniser des probables anciens cratères adventifs, aujourd'hui à l'état apparent de tourbières (localité Chizi), où le peuplement d'*Erica* arborescentes et de *Sphagnum* atteint un stade ultime d'équilibre climatique (par la station et par le climat aérien).

L'étage subalpin descend assez bas sur le flanc Nord-Oriental, où il concurrence le bambou dans les stations moins humides. Le *Podocarpus* sp. nova? forme des peuplements denses (habitat des gorilles) jusqu'à 2,750 mètres d'altitude sur le flanc Nord du Kabushwa, l'arête jumelle du pic Kahuzi (N. Boutakoff). Au-dessus c'est l'association à *Lobelia lanuriensis* qui domine; au-dessous les *Podocarpus* cèdent la place aux bambous, là où il y a de la terre; aux bruyères, là où affleure la roche. Dans la forêt de bambous le *Podocarpus milanjanus* Rendle apparaît isolé ou en petits bosquets. La planche XVI schématise la répartition de la végétation sur le versant occidental et les photos du n° 21 au n° 26 complètent la distribution des peuplements sur les versants Nord et oriental. Du point de vue phytogéographique il est intéressant de remarquer qu'à la faveur de conditions exceptionnelles de station, l'*Ericetum* remplace entièrement l'étage à bambous; l'étage subalpin a un décalage de près de 500 mètres sur le flanc Nord-Est, par rapport au flanc occidental. La forêt de bambous est représentée par des groupes isolés à partir de 2,200 mètres sur le versant oriental, avec un décalage de près de 200 mètres par rapport au flanc opposé; la futaie mésophile ne descend pas plus bas que 1,600 mètres sur le versant oriental de la dorsale congolaise, avec un décalage inverse de près de 300 mètres par rapport au versant d'Ouest. Nous rappelons, enfin, que des bandes étroites de forêt de transition à *Dombeya*



Goetzenii, espèce à laquelle s'associe généralement *Hymenocardia ulmoides* et des bandes de forêt de fœhn à *Myrica salicifolia* interrompent la forêt équatoriale de montagne respectivement entre 1,300 et 1,500 mètres et autour de 1,700 mètres ⁽¹⁾. Il est probable que *Hymenocardia ulmoides* trouve dans ces stations subarides de moyenne montagne le milieu originaire duquel, à la faveur de conditions édaphiques particulières il aurait colonisé les clairières dégradées de la forêt ombrophile.

KARISIMBI (versant Sud).

(FRONTIÈRE ENTRE LE DISTRICT CLIMATIQUE DE L'ALIZÉ SUD-EST ATLANTIQUE ET LE DISTRICT DE L'ALIZÉ SUD-EST INDIEN.)

ETAGES FLORISTIQUES	LIMITES altitudinales.	LIMITES de l'isohyète.	LIMITES de l'isotherme.	TYPE du climat.
1. FORÊT ÉQUATORIALE DE MONTAGNE (les mêmes espèces citées pour le Kahuzi).	1,300 m.	1,500 mm.	22°C	Climat tropical d'averses.
	2,300 2,400 m.	2,200 mm.	16°C	
2. ÉTAGE A BAMBOUS (<i>Arundinaria alpina</i>). Sous-bois rare; dans les clairières association à <i>Bromus</i> sp.	2,200-2,300 m.	2,200 mm.	16°C	Climat de pluies fines.
	3,000 m.	1,500 mm.	11°5 C	
3. ÉTAGE A HAGENIA ABYSSINICA ET HYPERICUM. (<i>Hypericum lanceolatum</i> Lam.; <i>Ilex mitis</i> L.; <i>Hagenia abyssinica</i> ; sous-bois d' <i>Anthriscus sylvestris</i> L.; <i>Chaerophyllum sylvestre</i> , etc.)	3,000 m.	1,600 mm.	11°5 C	Climat de pluies fines.
	3,500 m.	1,250 mm.	7°8 C	
4. ÉTAGE A BRUYÈRES ARBORESCENTES. (<i>Erica arborea</i> et <i>Philippia Johnstonii</i> ; strate herbacée à <i>Festuca abyssinica</i> Hochst.; <i>Luzula Johnstonii</i> Fr. Buch.; <i>Alchemilla geranioides</i> var. <i>Uhlighii</i> (Engl.) Haum. et <i>Swertia macrosepala</i> Pilg., etc.)	3,500 m.	1,250 mm.	7°8 C	Climat de pluies fines (barbes d' <i>Usnea</i>).
	3,800 m.	1,100 mm.	6°C	
5. ÉTAGE SUBALPIN A LOBELIA ET SENEÇONS ARBORESCENTS. (<i>Lobelia Karisimbensis</i> R. E. et Th. Fries.; <i>L. Wollastonii</i> Baker.; <i>Senecio alticola</i> Mildbr., etc.; strate muscinale très développée; strate ligneuse à <i>Alchemilla geranioides</i> var. <i>Uhlighii</i> (Engl.) Haum.; <i>Helichrysum Nawii</i> Ol. et Hiern.; <i>Arabis albidula</i>).	3,800 m.	1,100 mm.	6°C	Climat de brouillard.
	4,300 m.	900 mm.	3°C	
6. ÉTAGE ALPIN	4,300 m.	900 mm.	3°C	Climat de rayonnement
a) Strate à <i>Alchemilla geranioides</i> var. <i>Uhlighii</i> (Engl.) Haum. et <i>Poa glacialis</i> (rare);				
b) Strate à Lichens (<i>Gyrophora aprina</i> Nylander), etc.;				
c) Réapparition sur le sommet de l' <i>Alchemilla</i> , de <i>Poa</i> et de mousses, par touffes (formation ouverte; microclimats).	4,506 m.	890 mm.	1°8 C	

⁽¹⁾ L'*Hymenocardia ulmoides* que l'on rencontre dans les clairières dégradées de la forêt ombrophile représenterait un dernier stade de la déshumidification du sol dans ces clairières. Avec cette essence se trouvent associés : *Trichopteryx flammida* Benth. et *Sorghum bipennatum* Stapf.

REMARQUES. — Les Bambous du Karisimbi ne dépassent pas quinze mètres de hauteur en moyenne, alors qu'ils atteignent 25 mètres au Kahuzi. La plupart ont un aspect chétif, bien que le sol y soit assez profond et les pentes douces. S'agirait-il d'une forêt régénérée?

L'Hagenia atteint encore à 3,300 mètres des proportions imposantes (nous avons mesuré un tronc de près de 2 mètres de diamètre) dans des endroits abrités. L'Hypericum atteint également les dimensions d'un arbre de 10 à 15 mètres de hauteur, mais au delà de 3,500 mètres sa forme se réduit rapidement, jusqu'à apparaître rabougrie à la limite supérieure. Cet étage, à cause du sous-bois à *Anthriscus sylvestris*, ombellifère comestible, est l'habitat préféré du gorille du Karisimbi. Bequaert et Linder attribuent également à cet étage l'altitude limite de 3,500 mètres.

Les dépressions, telles que la selle Mukuru, sont occupées par l'association à *Carex runssoroensis* K. Schuman, qui domine. Les *Senecio* restent nains (60 cm. à 1^m50) et n'augmentent de taille que dans les endroits où se produit un drainage. A l'intérieur d'anciens cratères, où le vent ne peut pas les atteindre, sur un sol tufacé profond, humifère et où toute stagnation d'eau est rendue impossible par la pente des parois, les Seneçons forment une véritable forêt d'une densité invraisemblable et dépassent 15 mètres de hauteur. La strate muscinale, comparée à celle des pentes externes, est presque inexistante. Les *Lobelia* cessent à 4,200 m. d'altitude; seuls les Seneçons parviennent à 4,300 mètres. L'*Alchemilla geranioides* est plus bas, les *Helichrysum* n'occupent que des stations dont le drainage est assuré. Les épiphytes et l'épiphytisme trouvent leur place naturelle dans l'étage à Hagenia.

Les photos n^{os} 27 à 35 donnent l'image des divers aspects de la végétation dans les étages successifs.

MASSIF DU RUWENZORI (versant Ouest).

(DISTRICT CLIMATIQUE DE L'ALIZÉ SUD-EST ATLANTIQUE.)

ETAGES FLORISTIQUES (d'après L. Hauman et H. Humbert).	LIMITES altitudinales.	LIMITES de l'isohyète.	LIMITES de l'isotherme.	TYPE du climat.
1. FORÊT ÉQUATORIALE DE MONTAGNE. (Fougères arborescentes; <i>Musa ensata</i> Gmel., <i>Lianes</i> , <i>Ficus</i> , Méliacées, vers le haut, surtout.)	1,600 m. 2,200 m.	? 3,950 mm.	20°5 C 16°C	Climat tropical d'averse (caractère torrentiel des averses).
2. ÉTAGE A BAMBOUS ET A PODOCARPUS. (<i>Arundinaria alpina</i> et <i>Podocarpus milanjianus</i> ; de 2,600 à 2,800 mètres la forêt est basse et a un caractère intermédiaire avec l'étage supérieur; apparition de <i>Sphagnum</i> par taches; orchidées terrestres.)	2,200-2,280 m. 2,700-2,800 m.	3,950 mm. 3,000 mm.	16°C 12°4 C	Climat tempéré de pluies persistantes.
3. ÉTAGE A BRUYÈRES ARBORESCENTES ET RAPANEA PELLUCIDO-STRATA GILG ET SCHELL. (<i>Erica Bequaertii</i> De Wild.; <i>Philippia</i> divers; <i>Rapanea</i> , div. sp. formant une lisière de transition entre l'Ericetum dense et l'étage alpin; la strate muscinale est très développée; les arbres sont surchargés d' <i>Usnea</i> .)	2,700-2,800 m. 3,700-4,000 m.	3,000 mm. 1,900 mm.	12°4 C 5°C	Climat tempéré de pluies fines. Climat de brouillard.
4. ÉTAGE SUBALPIN ET ALPIN A LOBELIA ET A SENECIO ARBORESCENTS (<i>Senecio Friesiorum</i> Mildbr., etc.; <i>Lobelia Wollastonii</i> ; <i>L. Bequaertii</i> De Wild.; <i>Senecio Mattirolii</i> Chiov.; la strate muscinale [Hypnacées] est moins puissante que dans l'étage sous-jacent; alpages à <i>Alchemilla Bequaertii</i> ; <i>A. Stuhlmannii</i> ; <i>A. geranioides</i> var. <i>Uhligii</i> (Engl.) Haum.; <i>A. subnivalis</i> ; touffes de Graminées: <i>Anthoxanthum nivale</i> ; <i>Poa glacialis</i> , etc. La végétation phanérogamique s'arrête vers 4,500 mètres.)	4,000 m. 4,500 m. (entre les digitations des glaciers).	1,900 mm. 1,600-1,700 mm.	5°C 1°5 C	Climat de rayonnement à la limite des glaciers.

REMARQUES. — Dans l'étage à bambous, le *Podocarpus* fait transition vers le bas et vers le haut sous forme d'un grand arbre et sous forme d'arbuste. D'anciens défrichements ont amené naturellement des plantes héliophiles d'étages inférieurs ou d'étages supérieurs (*Myrsinacées*, *Albizia*, *Lobelia giberroa*, *Hypericum lanceolatum*). L'étage à *Hagenia abyssinica*, s'intercalant entre le *Bambusetum* et l'Ericetum, manque absolument. On rencontre dans des stations particulières des individus isolés de cette espèce. D'autre part, à la limite supérieure de l'étage à Bruyères aborescentes (climat tempéré de pluies fines) on trouve en abondance d'autres

espèces héilophiles du genre *Rapanea* (*R. pellucido-striata* Gilg et Schell), à grandes feuilles coriaces.

Comme partout ailleurs, quand l'affleurement des roches, l'inclinaison excessive des pentes et l'exposition encaissée où se canalisent les vents, etc., créent des stations plus arides (aridité édaphique principale), la flore afro-alpine (*Alchemilla*, *Senecio*, *Lobelia*) descend à des niveaux assez bas (3,700 mètres), tandis que certaines espèces thermophiles de l'étage pluvieux tempéré (les *Philippia*) montent jusqu'à 4,000 mètres et plus, à la faveur d'une radiation à ondes courtes plus intense.

H. Humbert et L. Hauman retiennent qu'au-dessus de 3,600 mètres d'altitude la zone de nébulosité maxima est franchie. Ceci est d'une grande importance au point de vue de la radiation même si les pentes supérieures et les cimes sont, comme le relate M. Hauman, presque constamment cachées par un « chapeau » nuageux, dont l'épaisseur est malgré tout incomparablement réduite et la densité (petite dimension des gouttelettes, absence de poussières) est bien moindre.

Il n'y a pas de formation à Graminées alpines, et dans la composition des associations cette famille joue un rôle tout à fait secondaire (Hauman). La pluviosité élevée par rapport à la forte altimétrie est la cause première qui empêche les alpages à Graminées de se constituer. D'autre part, les glaciers, qui doivent leur existence à la forte pluviosité annuelle (l'équateur hyétométrique de l'Afrique Centrale) et presque pas à l'altitude, découpent le terrain, ne laissant à découvert que des stations saxicoles ou rupicoles, où seulement des plantes microthermes et capables de supporter une très forte aridité édaphique (malgré la pluie) peuvent se maintenir. Selon la nature des roches, des Phanérogames (*Alchemilla subnivalis*, *Arabis albida*, *Helichrysum Stuhlmannii* var. *ducis-Aprutii*, *Poa glacialis*) ou des Mousses et des Lichens pourront s'installer. C'est la raison pour laquelle il n'y a pas d'étage alpin à proprement parler, car il constitue simplement une *lisière subglaciaire* de l'étage subalpin.

Sur le versant oriental, beaucoup moins humide, les étages xérophiles gagnent en surface sur les étages hygrophiles, conformément à ce que l'on constate dans toutes les situations similaires.

MONT MUHENDE (versants Nord et Ouest).

(DISTRICT CLIMATIQUE DE L'ALIZÉ SUD-EST INDIEN.)

ETAGES FLORISTIQUES	LIMITES altitudinales.	LIMITES de l'isohyète.	LIMITES de l'isotherme.	TYPE du climat.
1. FORÊT ÉQUATORIALE DE MONTAGNE. A sa lisière supérieure cet étage présente des espèces plus ou moins xérophiles. La sclérophilie y est représentée par bon nombre d'arbres.	1,300 m.	1,900 mm.	22°C	Climat tropical d'averses.
	2,000-2,100 m.	1,600 mm.	17°C	
2. ÉTAGE A BAMBOUS (<i>Arundinaria alpina</i>). La frontière supérieure de cet étage doit être périodiquement contestée (floraison des massifs de bambous) par les espèces de l'étage supérieur.	2,000 m.	1,600 mm.	17°C	Climat tempéré de pluies fines.
	2,600 m.	1,100-1,200 mm.	13°5 C	
3. ÉTAGE A HYPERICUM LANCEOLATUM. L'étage présente des individus isolés de <i>Smithia Bequaertii</i> De Wild. et de <i>Lobelia suavis-bracteata</i> Hauman. <i>Hypericum</i> et <i>Smithia</i> colonisent les terrains laissés libres par la disparition des bambous. Les barbes d' <i>Usnea</i> apparaissent sur l' <i>Hypericum</i> .	2,600 m.	1,200 mm.	13°C	Climat de brouillard.
	2,800 m.	1,000 mm.	12°C	
4. BROUSSE ÉRICOÏDE + ÉTAGE PSEUDO-ALPIN A GRAMINÉES. La strate muscinale existe, mais y est très réduite. <i>Erica Scaettae</i> Stanner; <i>Vaccinium Stanleyi</i> Schwein.; <i>Agauria salicifolia</i> ; <i>Bleria brevifolia</i> , etc. — Pour l'étage pseudo-alpin : <i>Avenastrum lachnanthum</i> (Hochst.) Pilg.; <i>Agrostis Mildbraedii</i> , etc.	2,800 m.	1,000 mm.	12°C	Climat tempéré de radiation.
	3,200 m.	800 mm.	9°C	

REMARQUES. — La reconstitution des étages de cette montagne est extrêmement difficile, parce que la végétation primitive n'existe plus, principalement sur les flancs oriental et septentrional, que dans des endroits abrités du feu de brousse. Le versant occidental est moins ravagé, tout en présentant de larges trouées provoquées par l'intervention de l'Homme.

Il nous a été donné de pénétrer dans de larges massifs d'*Arundinaria alpina* totalement fleuris (versant congolais), dans lesquels le terrain laissé libre par les bambous morts après floraison était colonisé par des arbustes de *Smithia Bequaertii* De Wild. et d'*Hypericum lanceolatum*. Ceci nous a permis de reconstituer un étage à *Hypericum* aujourd'hui représentés par des éléments épars. L'*Erica Scaettae*, se présentant sous une double forme à fleurs blanches et à fleurs rosées, descend jusqu'à la limite des bambous quand elle peut occuper des stations fortement ensoleillées et y prend les proportions d'un arbrisseau (3 mètres).

Dans la brousse éricoïde coexistent des associations de Phanéro-

games rupicoles (*Struthiola kilimandscharica* Gilg., *S. ericina* Gilg.) ou particulièrement xérophiles (*Carduus nanus* R. E. Fries) et des Mousses et Lichens (sur la roche nue), selon que la station édaphique favorise le maintien de microclimats particuliers.

Étant donné l'intérêt particulier de cette région, non encore explorée par des botanistes, nous donnons en note la composition floristique générale de cet étage, dont l'étude a été faite par le D^r P. Staner, sur nos herbiers. Nous ne faisons pas mention de la composition des étages sous-jacents, parce qu'il s'agit d'associations modifiées qui feront l'objet d'un travail ultérieur ⁽¹⁾.

Les données météorologiques attribuées à chaque étage ne sont pas déduites d'observations directes, toute station météorologique faisant défaut dans la zone même du massif Muhende, mais elles sont calculées *par approximation* sur la base des données de stations limitrophes (Ngweshe, Nya-Ngezi) pouvant fournir, par leur situation, des indications comparables. Les températures sont calculées sur la base du « gradient » local.

ZONES D'ALTITUDE SOUMISES AU FÖHN. — Pour compléter le cadre général de la région étudiée, nous nous devons de présenter quelques observations sur cette zone si particulière. Le mont Bisunzu ou Buzezu (2,523 mètres d'altitude) en est une station typique, quoique les incendies en aient changé radicalement la physionomie végétale. On trouve encore des stations particulières (rupicoles, saxicoles, etc.) où, à la faveur de cir-

(¹) Déterminations P. Staner : *Erica Scaettae* Staner nov. sp.; *Bleria brevifolia* Engl.; *Festuca gelida*?, *Agrostis Milbraedii* Pilg.; *A. producta* Pilg.; *Pennisetum Milbraedii* Metz; *Gladiolus* (indéterminé); *Crassula abyssinica* A. Rich.; *Struthiola kilimandscharica* Gilg.; *S. ericina* Gilg. (rupicoles); *Sopubia Scaettae* Staner nov. sp.; *Stemodiopsis Scaettae* Staner nov. sp.; *Avenastrum lachnanthum* (Hochst) Pilg.; *Eragrostis* sp.; *Helichrysum longifolium* D. C.; *H. nitens* O. et H.; *Carduus nanus* R. E. Fries.; *Buechnera Lastii* Engl.; *Diodia sarmentosa* Sav. (Rubiaceae); *Swertia Volkensii* Gilg.; *Aerangis rhodosticha* Schltr.; *Lobelia Harilaubi* Buchn.; *Swertia usambarensis*; *Vernonia ugandensis* S. Moor.; *Smithia Bequaertii* De Wild.; *Oldenlandia thamnoidea* K. Sch.; *Helichrysum prunioides* Moeser.; *H. nandense* S. Moore.; *Lobelia suavibracteata* Hauman nov. sp.; *Vaccinium Stanleyi* Schw.; *Agauria salicifolia*, etc.

Les espèces sont cataloguées d'après l'altitude de leur station, commençant par le haut et terminant par celles situées plus en bas.

constances spéciales de terrain, une partie de la flore primitive, principalement les espèces plus xérophiles, ont pu se maintenir en dehors de l'action destructrice et évolutive des flammes.

Nous avons émis l'hypothèse, et notre éminent compagnon d'exploration le botaniste français H. Humbert l'a trouvée fondée, que la forêt sèche primitive à *Piptadenia Buchananii* et à *Albizzia fastigiata*, aujourd'hui cantonnée sur une partie de la côte Nord-occidentale de l'île Idjwi et sur les îlots qui l'entourent, devait occuper tout le couloir de fœhn, les vallées et les hauts plateaux au Sud du Kivu jusqu'au seuil Kivu-Tanganyika. Sur le versant oriental cette forêt devait donner transition, vers 2,000-2,200 mètres d'altitude, à la forêt de bambous, que les incendies ont refoulée aujourd'hui vers 2,400 mètres d'altitude (mont Muhende, zone du lac Kano). Les bambous forment encore des massifs importants et denses sur les hautes montagnes à l'Ouest du Tanganyika, où ils atteignent 15 à 20 mètres de hauteur. Ces forêts n'ont pas la beauté et le développement de celles du Kahuzi, mais elles sont nettement supérieures aux peuplements analogues des volcans Mufumbiru (¹).

Le niveau des précipitations maxima, bien que peu important à cause du fœhn et de l'orientation des chaînes, doit se placer entre 2,000 et 2,200 mètres, et la hauteur d'eau annuelle, si l'on se base sur la pluviosité de la station voisine de Kabare (Tshibimba), à 1,925 mètres d'altitude, ne doit pas dépasser 1,500 mm. Au-dessus de ce niveau, la forêt à *Piptadenia* et à *Albizzia* devait faire place à une brousse à *Agauria salicifolia* et à Ericacées, telle que nous pouvons l'observer encore sur les pentes orientales au fœhn, de la chaîne centrale de l'île Idjwi, à des altitudes variant entre 2,200 et 1,600 mètres (plus bas nous trouvons près de la rive Est de l'île une brousse à *Euphorbia* et à arbustes épineux). La partie supérieure (brousse à *Agauria* et à Ericacées) retrouve des conditions climatiques analogues au-dessus du niveau des précipitations maxima : une pluviosité de 1,190 mm.; une température moyenne de 15°,5, tenant compte de

(¹) H. Shantz et J. Bequaert ont émis la supposition que ces hauts plateaux au Sud du Kivu, aujourd'hui couverts par la prairie brûlée, étaient autrefois occupés (au-dessus de 1,200 m.) par la forêt humide de montagne. L'action permanente du fœhn et la faible pluviosité (inférieure à l'isohyète de 1,500 m.) de toute la région montrent que l'hypothèse de ces auteurs n'est pas fondée.

l'échauffement produit par le fœhn; un climat de radiation (prédominance de radiation directe à ondes longues). Voici une liste des espèces plus typiques de cette zone d'altitude : *Helichrysum longifolium* D. C.; *H. tilandsiifolium* O. Hoffm. (2,500 m.); *Clerodendron fuscum* Gürke (Verbénacée); *Sesbania macrantha* Welu (Leg.); *Avenastrum lachnanthum* (Hochst) Pilger; *Lobelia Holstii* Engl.; *Helichrysum longiramus* Moeser (2,200 m.); *Erica rugegensis* Engl. (2,500 m.); *Wahlenbergia* sp.

REMARQUES GÉNÉRALES. — Dans la série des quatre massifs examinés, deux appartiennent au même district climatique (le Ruwenzori et le Kahuzi); l'un est situé sur la frontière entre deux districts (le Kari-simbi); le quatrième appartient nettement au district de l'alizé Sud-Est Indien. Ils diffèrent par le nombre d'étages, qui sont le plus nombreux quand des conditions moyennes d'humidité et de radiation se réalisent. Tâchons de dégager la cause probable de ce fait. Le tableau ci-dessous résume les données géographiques et météorologiques principales des quatre massifs considérés d'après la latitude.

NOMS DES MASSIFS.	Latitude.	Longitude.	Altitude.	Distance de l'océan Atlantique.	Hauteur du niveau des précipita- tions maxima.	L'isohyète maxima.	Nombre des étages de végéta- tion.
Ruwenzori	0°23'N	29°52'G	5120 m.	2275 km.	2200 m.	3950 mm.	4
Karisimbi	1°30'S	29°26'G	4506 m.	2230 km.	2300-2400	2200 mm.	6
Kahuzi	2°45'S	28°40'G	3308 m.	2170 km.	2400 m.	2300 mm.	5
Muhende.	3°45'S	28°54'G	3198 m.	2000 km.	2000-2100	1600 mm.	4

Le volume des pluies varie avec l'un ou l'autre district auquel appartient le massif, tandis que la hauteur du niveau des précipitations maxima varie dans une mesure qui paraît spécifique à chaque massif. Nous avons dit précédemment que ce niveau apparaît, entre autres, en rapport avec la distance des zones océaniques, où l'air humide trouve sa source, et avec l'humidité générale de la région s'étendant à la base des montagnes. Nous tenons compte de la seule distance entre les massifs et l'océan Atlantique, parce que l'air atlantique est le seul (en conditions normales) réellement humide. L'air de l'océan Indien ne devient très humide qu'à la suite de

circonstances spéciales dépendant presque exclusivement du relief (côte orientale de Madagascar).

La hauteur du niveau des précipitations maxima, étant données les causes qui l'entretiennent, paraît être un facteur géographique stable et spécifique de chaque massif. Le niveau inférieur du plafond nuageux qui lui est étroitement lié a également une stabilité moyenne au-dessus de l'isohyète maximum, qui peut être regardée comme permanente dans chaque cas particulier.

Le facteur météorologique *instable* qui paraît expliquer l'étendue verticale diverse des étages de végétation et la suppression de certains d'entre eux est l'*épaisseur du plafond nuageux*. Le plafond est alimenté en même temps par le bas et par le haut. L'alimentation du bas (évaporation, courants de convection) est liée, d'une part, à la nature des terres, à leur revêtement, etc., et, d'autre part, à l'intensité de la radiation, cause première de l'évaporation. *Or, au-dessous d'un même niveau inférieur du plafond et au-dessus d'une même région, la vapeur d'eau fournie à la condensation est pratiquement constante.*

L'alimentation par le haut, liée à l'action de transport des masses d'air en circulation, à leurs déplacements, à leurs changements saisonniers, etc., subit, sans aucun doute, des variations entre des périodes géologiques. Indépendamment des causes générales pouvant modifier la masse de vapeur d'eau charriée par les courants de la circulation générale, des *causes locales* peuvent aussi bien l'influencer et produire des *effets locaux*. Dans une région aussi volcanique que celle dont nous nous occupons, il suffit d'une période paroxysmale assez prolongée pour modifier le volume de la pluviosité et, par conséquent, l'épaisseur du plafond. Pour le bassin du Kivu nous possédons les preuves de variations importantes de la pluviosité à des époques géologiques très récentes, mais nous en parlerons dans un prochain travail ⁽¹⁾.

(¹) Voir à ce propos : *Sopra alcuni molluschi raccolti dal Dr. H. Scaetta nel lago Kivu, in rapporto alla fauna malacologia del lago Edoardo, della D^a LAURA GAMBETTA*. (BOLL. DEI MUSEI DI ZOOLOGIA E DI ANATOMIA COMPARATA DELLA R. UNIVERSITA DI TORINO, vol. XLII, série III, n° 21, 1932.) — *Les Mollusques aquatiques vivants et subfossiles de la région du lac Kivu*, par M. H. SCHOUTEDEN. (BULLETIN DES SÉANCES DE L'INSTITUT ROYAL COLONIAL BELGE, avril 1933, pp. 519-527.)

L'augmentation ou la diminution de l'épaisseur moyenne du plafond modifient non seulement le volume des précipitations, ce qui est un fait d'importance relativement secondaire, mais paraît modifier le *régime moyen de la radiation*. Ceci est un fait dans lequel nous devons voir l'origine d'une série de phénomènes biologiques.

Une plus forte hauteur de pluie, c'est le cas du Ruwenzori, entretient une plus forte *densité du plafond* dans les couches inférieures (cumulonimbus et fracto-nimbus), par conséquent permet une pénétration moindre aux radiations courtes (surtout du spectre visible), densité qui diminue rapidement avec l'altitude (dimensions plus petites des gouttelettes) et absence de poussières), même si, à cause d'une plus forte vitesse des courants convectifs, le plafond acquiert une grande épaisseur.

Le pouvoir d'extinction, de diffusion et d'absorption paraît varier pour les diverses couches de nuages jusqu'à une altitude à laquelle la radiation directe à ondes courtes est prédominante. Les associations, échelonnées jusqu'au niveau des précipitations maxima, d'après leur ombrophilie (la pluie est le facteur limite), se répartissent au-dessus de ce niveau d'après leur *pouvoir sélectif pour les radiations de diverse longueur d'onde*. Mais comme nos connaissances sur ce point particulier de l'écologie végétale sont à peine ébauchées, nous sommes obligé de dire qu'elles se répartissent d'après leur thermophilie et leur héliophilie.

Ceci explique comment une forte nébulosité, se maintenant à de fortes altitudes, provoque l'expansion des étages propres du climat tempéré à pluies fines et du climat de brouillard (de bruine), au détriment des étages adaptés au climat de rayonnement. Le cas inverse se produit naturellement quand il y a *réduction* de l'épaisseur du plafond nuageux.

Il est encore évident qu'une plus large extension territoriale d'un étage amène une plus grande richesse en espèces et que sa réduction amène le phénomène inverse, à moins qu'il ne s'agisse d'associations réfugiées à l'abri de climats *résiduels* d'une extension ancienne beaucoup plus vaste. Dans ce cas (les hautes montagnes de Madagascar paraissent fournir, d'après H. Humbert, des exemples saisissants), un bon nombre d'espèces paléo-endémiques peuvent être concentrées sur un petit espace.

Pour nos quatre massifs, la richesse en espèces *diminue* progressivement du Ruwenzori au mont Muhende et ne paraît pas en rapport direct

avec le nombre d'étages, lié aux modifications de l'intensité et de la qualité de la radiation (température, insolation, diminution des pluies).

Toutes les associations établies au-dessus du niveau des précipitations maxima montrent une xérophilie qui augmente avec l'altitude. Certaines espèces vivant dans un « climat de brouillard », telles que les *Seneçons* arborescents et les *Alchemilla*, ont des appareils de protection communs au xéromorphisme (liège, forte villosité, épaisseur des tissus parenchymateux, etc.). Pourtant, l'évaporation ne paraît pas augmenter avec l'altitude ⁽¹⁾.

Sur le Ruwenzori et en moindre mesure sur le Karisimbi et le Kahuzi (le Mikenô, etc.) on observe une strate muscinale extrêmement développée, par exemple dans les peuplements à *Seneçons*, dont le tronc est protégé par une couche épaisse (en forme presque toujours radiale) de liège. Le *Sphagnum* formant le sous-bois atteint un mètre de hauteur au Ruwenzori (Humbert) et des coussins épais de mousses couvrent les branches des *Seneçons* (Karisimbi, Mikenô). A aucune époque de l'année ces coussins ne se dessèchent. Comment peut-il y avoir excès d'évaporation dans ces conditions? Et alors à quoi servent les appareils de protection des plantes-soutiens? (*Seneçons*, Bruyères, etc.).

Dans la sylvie occupant l'area de ce climat de brouillard, il est évident que deux strates se superposent : une strate « xérophile » adaptée à une radiation prédominante à ondes courtes, et une strate « hygrophile » (la strate muscinale), absorbant l'eau des nuages et du brouillard.

Les *Alchemillas* du même étage et de l'étage alpin ont une adaptation analogue. Là où elles sont mêlées à des Mousses qui entretiennent un sol très humide, elles deviennent stolonifères et portent leurs feuilles au-des-

(¹) M. L. Hauman trace, dans sa monographie des « *Alchemilla* », l'évolution des espèces de ce groupe. Pour l'auteur les espèces herbacées représentent les types les plus primitifs. Parmi les ligneuses *A. geranioides* var. *Uhligii* Engl. est un type très primitif et son aire de dispersion est très grande tout en étant localisée aux montagnes les plus élevées. L'analyse anatomique des tiges de l'espèce type *A. geranioides* Rolfe, met en évidence une organisation défensive par rapport au climat microtherme. L'auteur partage le genre en un groupe mesotherme et en un groupe oligotherme. Les « *Alchemilla* » du premier occupent les régions élevées de l'Afrique intertropicale d'une altitude comprise entre 1,000 et 2,500 mètres; les « *Alchemilla* » du deuxième, les altitudes entre 3,000 et 4,750 mètres.

sus des Mousses dans une strate aérienne dont le régime normal est le balancement perpétuel entre l'irradiation du sol et la radiation solaire. Il y a là un microclimat qui reproduit à une échelle réduite les conditions de vie du peuplement à Seneçons arborescents cité précédemment.

En l'absence de recherches tendant à établir l'organisation anatomique et morphologique comparée des espèces principales de toutes les associations d'altitude, il nous paraît légitime de conclure à une organisation générale de *défense contre les radiations de trop courte longueur d'onde* (une partie du secteur violet et ultra-violet du spectre) et d'*utilisation* (aux effets de l'assimilation carbonique, etc.) *des radiations* de courte longueur d'onde (fin du spectre visible, radiations violettes à onde longue), *se traduisant par une parenté écologique avec l'organisation xéromorphe*.

L'absence d'un cinquième et d'un sixième étage au Ruwenzori peut être attribuée à une *insuffisance* d'insolation (voir de radiation directe globale), car l'étage à climat de brouillard parvient presque directement au contact de la glaciation. Celle-ci, entretenue uniquement par le volume important des précipitations, détermine des conditions thermiques telles que seules quelques espèces formant des associations limitées peuvent y vivre (microclimats divers). L'insuffisance d'insolation étant moins forte dans les zones plus élevées que dans les zones plus basses, voici qu'une héliophile, *Rapanea pellucido-striata* Gilg. et d'autres espèces du même genre, que l'on peut considérer comme vicariantes de *Hagenia abyssinica*, peuvent vivre en marge de l'Ericetum, sans parvenir toutefois à y former des peuplements analogues à ceux que l'*Hagenia abyssinica*, constitue dans des montagnes moins pluvieuses et moins nébuleuses, tel le Kari-simbi, où l'insolation (voir radiation lumineuse directe) crée un milieu plus favorable. Plus haut, la basse température, maintenue par la présence des glaciers et surtout par l'occupation du terrain humifère par la glace, empêche manifestement la constitution d'un étage alpin à Graminées. Seules de petites associations isolées peuvent subsister à la faveur de microclimats particuliers, variantes du climat glaciaire de l'endroit. Il convient de rappeler que ces microclimats existent à cause des variations *journalières* de température, dont ils deviennent le siège. Sans les oscillations diurnes de température, l'*uniformité* du climat thermique moyen empêcherait la différenciation de microclimats.

Si le volume de la pluviosité actuelle devait diminuer de deux tiers ou même de moitié, le Ruwenzori verrait la disparition de ses glaciers, que suivrait la constitution d'un étage alpin étendu à Graminées. La glaciation, à l'instar de ce qui se produit de nos jours sur le sommet plus aride du Karisimbi, serait réduite à l'alternance journalière perpétuelle du gel et du dégel et à l'apparition temporaire de névés de petite étendue.

Les conditions moyennes de pluviosité, de nébulosité, d'insolation (radiation) réalisées sur les versants occidentaux, Nord et Sud du Karisimbi paraissent les plus favorables à l'apparition d'une plus grande diversité d'étages de végétation, bien que comportant un nombre moindre d'espèces. Ces climats, dans leur entité écologique, paraissent constituer une limite au delà de laquelle, par excès ou par défaut de nébulosité (pluies, radiation), le nombre d'étages diminue, les associations climatiques acquièrent une plus grande spécialisation et le nombre d'espèces endémiques augmente en proportion, bien entendu, à la hauteur de la montagne. Dans ce cas les espèces d'un même étage, colonisant des territoires où le facteur limite (la température, la radiation) change de proportion, sont obligées de créer des formes nouvelles d'adaptation. Celles qui n'ont pas ce pouvoir ubiquiste restent limitées à l'intérieur des frontières d'un climat déterminé, leur aire de dispersion pouvant être très grande, mais *fractionnée*, parce que liées à l'apparition de leur climat spécifique. H. Humbert cite *Podocarpus milanjanus*, aff. de *P. Madagascariensis*, comme un exemple typique de cette stricte dépendance écologique de l'espèce avec son climat.

L'analogie que les quatre massifs examinés montrent dans la succession des étages tient au seul fait d'une *base commune humide* le long du versant occidental. Si cette base n'avait pas existé ou bien avait été humide pour l'un, sèche pour l'autre, l'ordre et le niveau respectif des divers étages climatiques seraient profondément modifiés (¹).

(¹) Il nous paraît intéressant de signaler les situations analogues observées sur l'Atlas Marocain. L. Emberger reconnaît une analogie stricte entre les variantes du climat montagneux et les étages de végétation. Entre le versant au vent (humide) et le versant sous le vent, les étages floristiques montrent des décalages importants. Les courants océaniques qui ont dépassé le faitage, ne sont pas alimentés en vapeur d'eau sur le versant opposé, mais subissent un dessèchement

PLANS D'HOMOLOGIE CLIMATIQUE. — L'argument nous amènerait logiquement à des comparaisons intéressant presque tout le continent africain. Indépendamment du climat régional (district climatique), des groupes d'analogie prenant origine sur des bases communes (analogies de versants humides et de versants secs, analogies d'aridité et de radiation, etc.) peuvent coexister séparément, même à de grandes distances, quand il y a entre les uns et les autres une *équivalence de climat écologique*. Mais nous ne nous laisserons pas entraîner par la séduction de comparaisons à grande échelle, nous réservant pour des études futures, d'autant plus que nos connaissances sur le sujet sont encore bien incomplètes. Plus modestement nous nous bornerons à quelques considérations concernant le territoire qui fut l'objet de nos investigations personnelles.

Les homologies les plus évidentes apparaissent entre le couloir de fœhn du fossé tectonique et certains versants (versant Sud et versant Est) des volcans, d'un côté, et des hautes montagnes au Sud du seuil Kivu-Tanganyika, de l'autre.

La physionomie des associations est essentiellement la même entre le versant oriental de la dorsale de l'île Idjwi et le versant Sud du volcan Niragongo, de 2,500 à 2,900 mètres (la forêt de Kániga); entre les associations du mont Bisunzu, au-dessus de 2,100-2,200 mètres et les associations du mont Muhende, au-dessus de l'étage à bambous. Ces quatre zones ainsi localisées, différenciées par l'altitude et l'exposition, très éloignées entre elles, possèdent en commun les espèces sclérophiles capables de résister aux feux de brousse (dans la plupart de ces endroits la sylvie primitive est fortement entamée ou a disparu) et les espèces se protégeant par leur propre xérophilie.

Il s'agit d'éléments de la flore australe ou paléo-africaine (*Erica*, *Struthiola*, etc.), de la flore africaine tropicale (*Jasminum*, *Vernonia*, etc.), de la flore arabo-indienne (*Hypericum*). Parmi les espèces en commun sont plus fréquentes : *Myrica salicifolia* var. *sub-alpina* Engl.; *Agauria*

provoqué par une hausse de température due au rayonnement du sol (le Sahara) et par la compression adiabatique. Il est bien naturel que dans ces conditions les étages sub-humides et humides perdent du terrain en faveur des étages arides. Ainsi l'aridité se situe au-dessous et au-dessus du niveau des précipitations maxima, dont l'altimétrie se répartit inégalement sur les diverses chaînes de montagnes (voir ouvrage cité dans la bibliographie).

salicifolia; *Hypericum lanceolatum*; *Helichrysum nandense*; *Agrostis producta*, etc. Là où la base est humide (versant Ouest du Muhende) succèdent à ces espèces, vers le bas, d'abord les étages à climat tempéré et à pluies fines (les bambous), ensuite les associations de plus en plus ombrophiles (climat tropical d'averse). Là où la base est sèche à cause du fœhn, comme sur le versant oriental de l'île Idjwi et du Bisunzu, on trouve, en descendant, des associations de plus en plus xérophiles (*Jasminum*, *Euphorbia*; voir photos n^{os} 36 à 38).

La séparation climatique entre les sclérophiles et les xérophiles est constituée par la diverse quantité de pluie dont bénéficient ces deux groupes, plus que par l'altitude. La liaison paraît donnée, par contre, par la *même qualité de radiation*.

Nous avons dit, au chapitre I^{er} (pp. 23, 24 et 28) que le fœhn a pour effet une augmentation relative de la radiation directe à ondes courtes. Or, l'amincissement du plafond nuageux qu'on remarque à partir d'une certaine altitude (vers 2,500 mètres sur le versant Sud du Niragongo) produit le même effet jusqu'à ce qu'on atteigne un niveau supérieur auquel, par la raréfaction de l'air et l'absence de poussières, cette radiation devient dominante. Des formes nouvelles d'adaptation (un nouvel étage) doivent nécessairement apparaître pour s'y maintenir (¹).

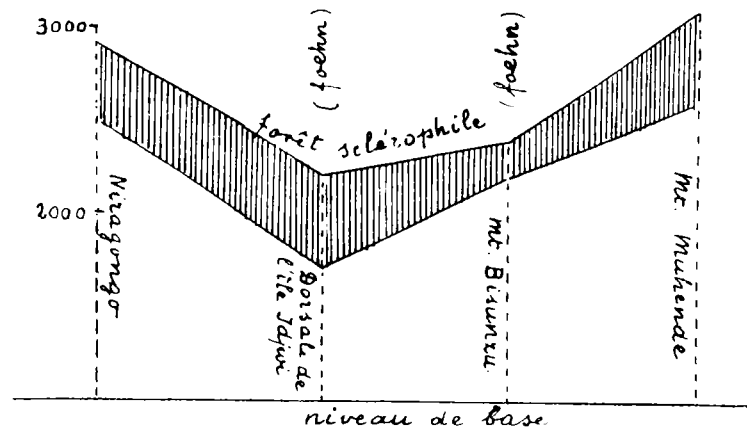
Le Niragongo, étant un appareil volcanique encore en voie d'édification, est le domaine d'une colonisation qui s'accomplit de nos jours par l'ascension d'espèces appartenant aux niveaux inférieurs (pouvant être à des niveaux plus élevés dans d'autres régions) ayant les mêmes exigences au point de vue de la radiation et de l'insolation (thermophilie) et qui tendent à évoluer vers des stades d'équilibre définitifs entre la station et le climat (climax locaux).

D'autres analogies sont manifestes entre ces zones d'altitudes influencées par le fœhn et certaines hautes montagnes du district climatique oriental (du Ruanda, du Kenya, d'Abyssinie). Si nous imaginons de délimiter par des « plans » ces étages d'une même homologie écologique et de

(¹) Sur le versant Ouest et Nord-Ouest du Niragongo, à l'altitude de 2,600-2,800 mètres, l'épaisseur du plafond est beaucoup plus grande, à cause de l'existence de tourbillons sous le vent et d'une vitesse plus forte des courants convectifs; des associations plus ombrophiles y correspondent.

les approcher idéalement au-dessus d'une base commune, par exemple le niveau de la mer, nous verrons que l'inclinaison des plans variera avec le versant et qu'ils se placeront plus haut ou plus bas dans l'échelle d'altimétrie, selon que la pluviosité et la radiation (la température) réaliseront leur climat spécifique.

Si les zones basses environnant le massif sont arides, l'épaisseur des différents étages (bandes de sclérophilie, associations de conifères subtropicales, etc.) pourra être très réduite. Ce cas est relativement fréquent sur



N° 61.

les hautes montagnes d'Abyssinie et a été observé également sur les Cordillères andines de l'Amérique du Sud (G. Negri, E. de Martonne).

Réunissant par des lignes droites les limites inférieure et supérieure d'associations sclérophiles des quatre zones précédemment choisies, en les rapportant au-dessus d'un niveau-base conventionnel de 1,000 mètres, voici comment les plans d'homologie climatique de la forêt sclérophile, entre 1° Sud et 3° 15' Sud, se présentent par rapport à leur tendance à monter ou à descendre et à l'importance de l'aire occupée.

Certaines espèces thermophiles (par exemple l'*Erica*) colonisent des territoires d'une altitude relativement peu élevée (le niveau atteint sur le versant oriental de l'île Idjwi est certainement parmi les plus bas) quand des causes accidentelles amènent une augmentation de la radiation directe sans que la pluie tombe au-dessous d'une hauteur limite.

Ailleurs, même quand une pluviosité relativement faible paraît réaliser un climat de radiation favorable, ces associations ne retrouvent leur climat spécifique qu'à des altitudes élevées (au-dessus des régions basses

et arides la transparence de l'air pour les radiations directes est faible). Pour les montagnes d'Abyssinie, G. Negri situe à 2,100 mètres le niveau inférieur de l'*Ericetum*.

Si le niveau-base de la montagne est humide et si la pluie diminue avec l'altitude, la même espèce gagnera les pentes aussi haut que la diminution de nébulosité réalisera les conditions de radiation dont elle a besoin. Et comme la nébulosité est sujette à la circulation des courants horizontaux et des courants verticaux, on comprend aisément l'ampleur différente que le même type de forêt peut acquérir avec l'exposition, l'altitude, la sculpture du relief, etc. La station édaphique, par son influence sur le climax, peut déterminer une équivalence écologique de climat sous des conditions aériennes défavorables. Sur le versant oriental du Kahuzi, l'*Erica arborea* descend les parois rocheuses du miroir de faille (voir photo 24) jusqu'à 2,300 mètres d'altitude, domaine de l'isohyète maxima, et par cette voie colonise de petites stations humifiées dont le sol a une composition très spéciale et dans lesquelles elle atteint le port d'un petit arbre. Dans ces conditions, l'*Ericetum* donne l'impression d'avoir atteint un stade ultime d'équilibre climatique.

MICROCLIMATS DE MONTAGNE. — Nous avons déclaré à plusieurs reprises que dans ce travail nous faisons expressément abstraction du sol et par conséquent de toutes les questions touchant aux stations édaphiques. L'étude du microclimat ne peut être disjointe du terrain dans lequel il trouve l'une des deux sources principales des échanges. C'est la raison pour laquelle nous ne développerons pas ce chapitre, pourtant si important, de la bioclimatologie, nous réservant de traiter l'argument avec une certaine ampleur en liaison avec l'évolution des associations végétales, principalement les herbacées, sous l'action de l'Homme.

R. Geiger dit très justement que *l'Homme a dans sa nature une influence microdévastatrice*. La disparition de la végétation au-dessus d'un terrain apporte une perturbation si profonde dans l'équilibre statique des microclimats constituant un *climax primitif*, que sont bouleversés tous les rapports d'échange entre le sol et la couche d'air adhérente à la végétation, les rapports d'absorption et d'émission des radiations du sol et de la végétation, la microcirculation de l'air dans la strate occupée par

la végétation et immédiatement au-dessus, la circulation à l'intérieur de l'association, l'humidité, etc.

A un équilibre parfait résultant d'une liaison écologique entre le sol, l'association et son atmosphère, est substitué le chaos qui ne retrouvera un nouvel équilibre (mais jamais l'ancien) qu'après des *phases* successives d'évolution (progressives, c'est-à-dire tendant au retour au climax primitif, ou régressives quand elles tendent à l'état désertique).

Le sol et la végétation ont un pouvoir sélectif, indépendant de celui de l'atmosphère, pour toutes les radiations selon leur état d'humidité ou de sécheresse, selon leur état d'agrégation (pour le sol) et d'organisation physiomorphique (pour les plantes). Tout ceci fait comprendre la portée illimitée de l'étude microclimatologique et son importance fondamentale pour pénétrer le monde encore fort peu connu des relations biologiques (les relations d'échange) entre les trois éléments constituant le milieu.

Le microclimat de montagne le plus répandu et qui assume les plus grandes proportions est celui déterminé par l'inversion nocturne de température. Nous en avons parlé dans le chapitre qui traite de la température. Insistons toutefois sur la multiplicité des isothermes qui vient s'établir sur une pente à la suite du rayonnement et du glissement d'air froid. Les températures épousent les courbes isohypses de telle manière qu'un même profil présente au cours de la nuit une diversité parfois très forte de conditions thermiques. L'importance de ce fait pour l'établissement des plantations sur le versant des montagnes et l'organisation culturale à donner aux terrains des déclivités n'est que trop évidente.

Ces microclimats d'inversion se multiplient presque à l'infini avec les petits accidents du terrain. En règle générale, toute forme concave non évasée est susceptible de se transformer en une mare d'air froid, stagnant pendant la nuit. C'est une des raisons pressenties par l'Humanité agricole de l'antiquité et qui a produit le terrassement classique des pentes de montagne, système répandu dans toutes les contrées arides d'Asie et d'Afrique et qui a gagné également les pays humides, de la Malaisie au Brésil. Au cœur de l'Afrique, les peuplades agricoles Bahutu du Ruanda le connaissent et l'appliquent sous des formes plus primitives.

Dans le sous-chapitre précédent nous avons parlé des autres microclimats particuliers à l'exposition.

Les microclimats les plus caractéristiques se remarquent sur les som-

mets mêmes des hautes montagnes, participant à ces climats particuliers aux très hautes altitudes que nous avons appelés « climat de brouillard » et « climat de rayonnement ». Le premier de ces deux climats présume une humidification constante du sol et de la végétation. *L'humidité agit de ce fait sur l'absorption et l'émission de calorique du sol et de la végétation qui lui appartiennent.* Nous ignorons les processus qui président à l'absorption des radiations. D'après A. Angström et Richardson, la végétation possède une sensibilité toute spéciale pour la lumière à ondes courtes; elle en absorberait les 90 %. De la lumière à ondes longues (rouge et ultra-rouge) elle n'absorberait qu'un peu plus du rayonnement (56 %). Quoi qu'il en soit, car ces mesures sont certainement sujettes à varier avec la qualité de la végétation, l'altitude, la latitude et beaucoup d'autres causes, un fait est acquis : l'humidité mitige le rayonnement du sol, le rendant moins actif.

Pour que cette action s'accomplisse il faut naturellement qu'il n'y ait pas de gel ou tout au moins que la formation de glace ne soit pas permanente. L'alternance du gel et du dégel est de nature à provoquer toute une différenciation de formes adaptées à la durée journalière de l'une ou de l'autre phase.

Dès que le gel (glaciation du terrain, dépôt de cristaux de glace sur la végétation) est un phénomène régulier, il devient évident que non seulement le climat de rayonnement est établi, mais que la végétation doit, pour s'acclimater, opposer des défenses contre le pouvoir émissif du sol, augmenté par la glaciation, et contre sa propre émission. Peut-être pourrions-nous interpréter l'organisation défensive (épaisseur des tissus parenchymateux; couches épaisses de poils, liège, cuticules, etc.), dirigée apparemment contre un excès d'évaporation de la flore subalpine et alpine de ces hautes montagnes de l'Afrique Centrale Équatoriale, comme servant à la fois à la sélection et à l'utilisation de radiations directes de courte longueur d'onde et à une atténuation de l'émission de radiations de grande longueur d'onde pendant la durée de la glaciation. D'autre part, il n'est pas à exclure qu'une protection soit également exercée contre une évaporation excessive *localisée*, pendant les éclaircies favorisant une radiation directe particulièrement intense.

Le pouvoir émissif varie évidemment avec la qualité des roches, leur forme, l'existence ou l'absence de strates humifères, etc. Cela entraîne

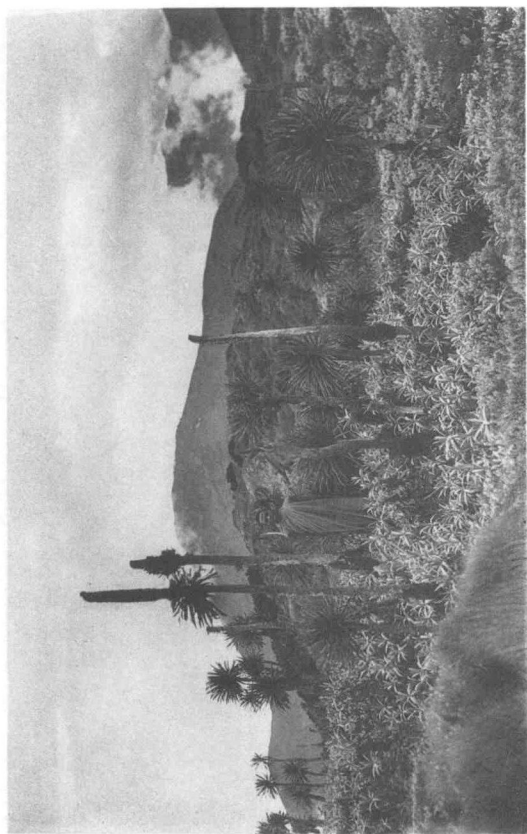
toute une série correspondante de microclimats et de microassociations pouvant nous rendre compte de la répartition des espèces et de l'évolution subséquente de leurs formes d'adaptation. Vu les circonstances et la multiplicité de nos travaux, les mesures systématiques se référant à quelques microclimats nous ont été rendues impossibles. Toutefois nous n'avons pas manqué de relever la température de quelques microassociations en liaison avec les observations poursuivies sur le Karisimbi et sur le Muhavura, exposées au chapitre III. Voici ces quelques données :

SOMMET DU KARISIMBI (4,506 m.), le 19 juin 1929.

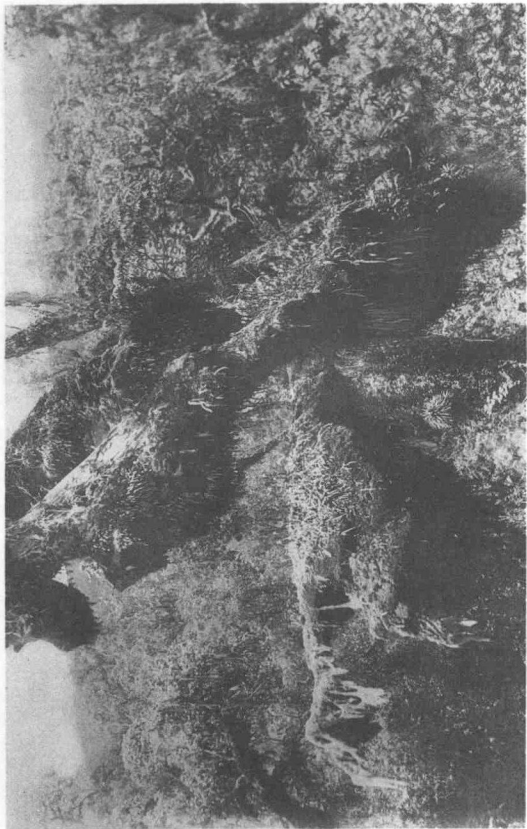
Température (fronde) de l'air à 14 h. 15, par ciel serein	5°
Même heure : température à l'intérieur d' <i>Alchemilla cinerea</i>	15°6
température de la couche supérieure d'humus d'Alchemille	15°5
température de la couche supérieure du sol sablonneux nu et sec	16°2
Température (fronde) de l'air à 14 h. 30, par ciel serein	3°5
Même heure : température à l'intérieur d'une touffe de <i>Poa glacialis</i> mixte à des mousses	17°4
température d'un amas mince de Lichens desséchés à la surface d'une dalle de lave	19°0
Humidité relative de l'air à la même heure : 71 %.	
Température d'une petite mare à algues et à diatomées, dans la « caldeira »	
Mukuru à 4,000 mètres d'altitude, le 20 juin à 11 heures	11°5
Température de l'eau d'un cratère-lac voisin, à la même heure	10°5
Température (fronde) de l'air à la même heure, par ciel serein	6°5
Vitesse du vent (par bouffées) à l'intérieur de la « caldeira » : 2 m. 8 à la seconde.	
Vitesse du vent sur le talus de la « caldeira » : 8 mètres à la seconde.	

SOMMET DU MUHAVURA (4,127 m.), le 9 juin 1929.

Température (fronde) de l'air à 11 h. 45, par ciel serein	12°5
Même heure : température du sol sablonneux, nu, à 2 centimètres de profondeur	12°5
température de la surface du sol au contact de la lave	16°5
température de la surface du sol sablonneux à l'intérieur d'un coussin desséché de mousse	16°8
température superficielle de l'eau du cratère-lac	8°0
<i>Variation de la vitesse du vent</i> (Nord-Est) : à 10 h. . . . 3 m. . . à la sec.	
à 10 h. 40. . . . 4 m. . . à la sec.	
à 11 h. . . . 2 m. 4 . . à la sec.	
à 11 h. 15. . . . 1 m. . . à la sec.	
(Ciel couvert, éclaircies) à 11 h. 30. . . 3 m. . . à la sec.	
à 11 h. 45. . . . presque calme.	
(Brouillard léger, temp. de l'air : 6° C.) à 12 h. . . . 1 m. 3 à la sec.	



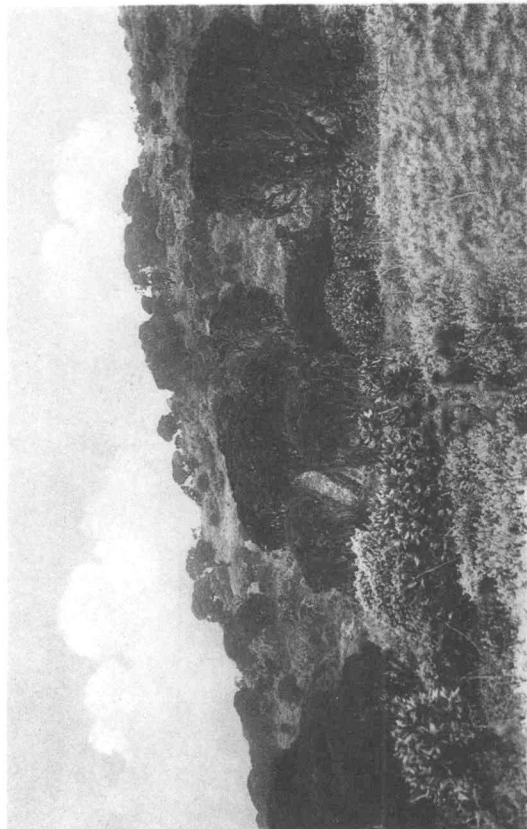
22 - L'étage alpin et sub-alpin sur le versant oriental du pic Kahuzi (3200 m. altitude).
Coussins de *Deschampsia flexuosa* sur les mamelons rocheux; association de Cyperacées
dans la petite cuvette marécageuse; *Lobelia lanurionensis* var. *Kahuzica* en marge de la cuvette.
A l'arrière-plan : le mont Tehizi (volcan Salée) couvert de bambous et de bosquets de
Podocarpus milanjanus, faisant tâche.



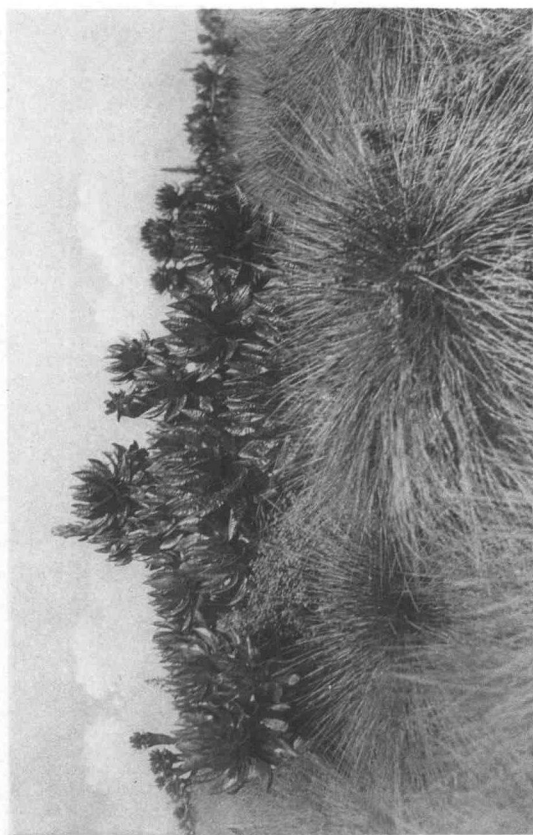
27 - Coussins de mousse et Orchidées épiphytes sur les branches d'un vieux *Hagenia abyssinica*.
Etage à *Hagenia* et à *Hypericum* du versant méridional du Karisimbi - 3200 m. alt.



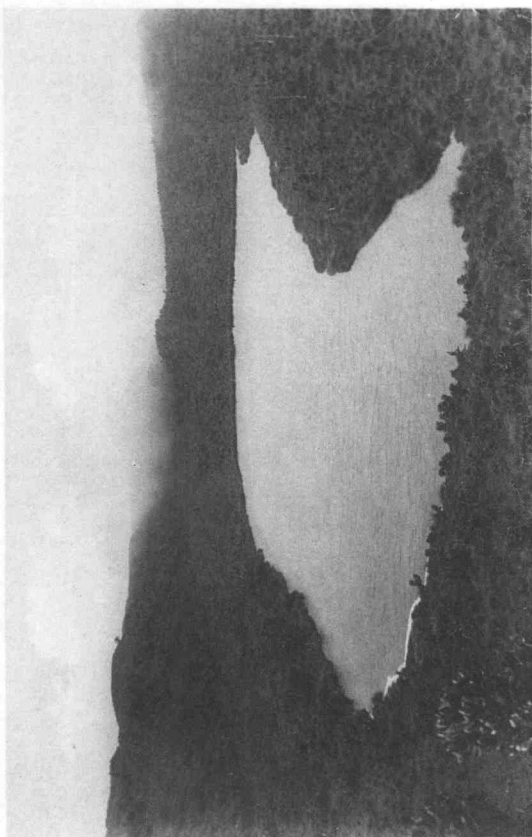
28 - L'étage à *Hagenia abyssinica* et à *Hypericum lanceolatum* du Karisimbi à 3400 m. d'alt.
Vieux *Hypericum* couverts de barbes d'*Usnea*.



29 - Etage à Bruyères arborescentes du Karisimbi à 3700 - 3800 m. d'altitude (versant sud).
Sous-bois dense d'*Alchemilla cinerea*, d'*Helichrysum* et de Seneçons rares.



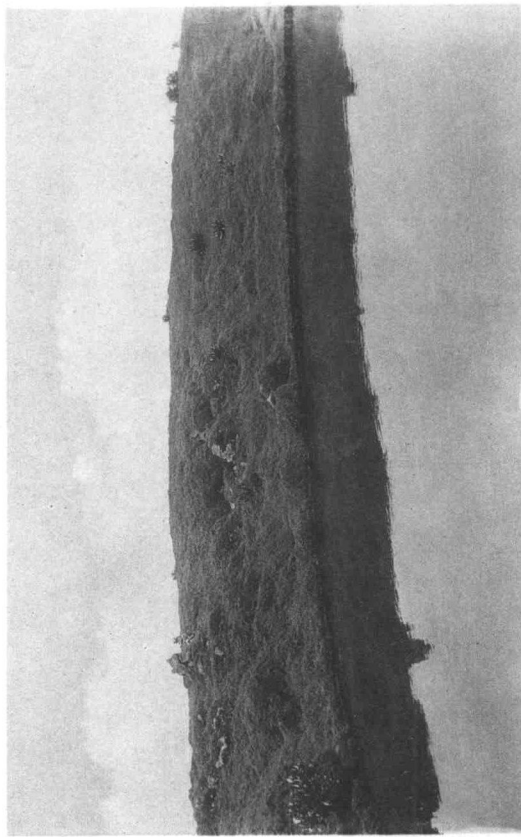
30 - Association à *Senecio* : *Alicola Mildbr.* et à *Carex runssoroensis* dans la selle Mukuru, à 4000 m. d'altitude sur le Karisimbi.



31 - Un des cratères-lacs de la "Caldeira" Mukuru, sur le Karisimbi, à 4000 m. d'alt. *Carex runssoroensis* sur les bords et *Senecio* sur les talus. Les *Senecios* sont plutôt bas à cause de l'exposition au vent. L'on voit un nuage qui avance poussé par l'alizé de N. E.



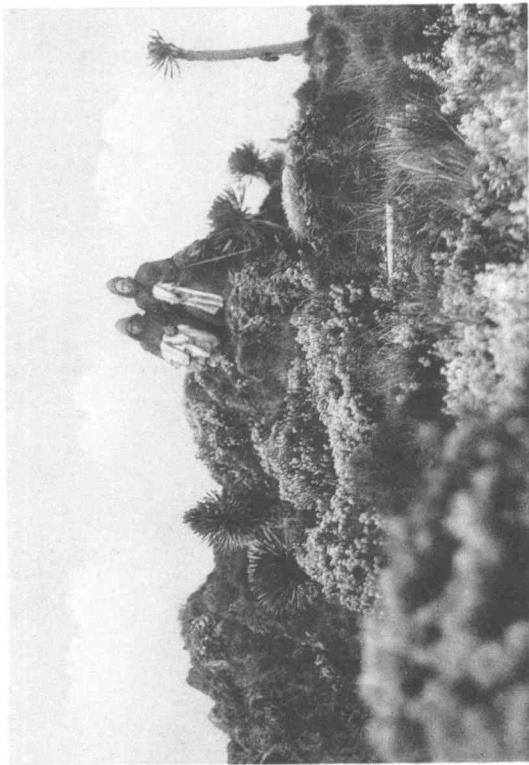
33 - L'étagé à Lichens du Karisimbi à 4400 m. d'altitude.



34 - Tapis enchevêtré d'*Alchemilla geranioides* var. *Uhligii* Engl. Haum. sur les bords du cratère-lac de la cime du Muhavura (4127 m. alt.) - rares exemplaires de *Senecio Ericii* Rosenii.



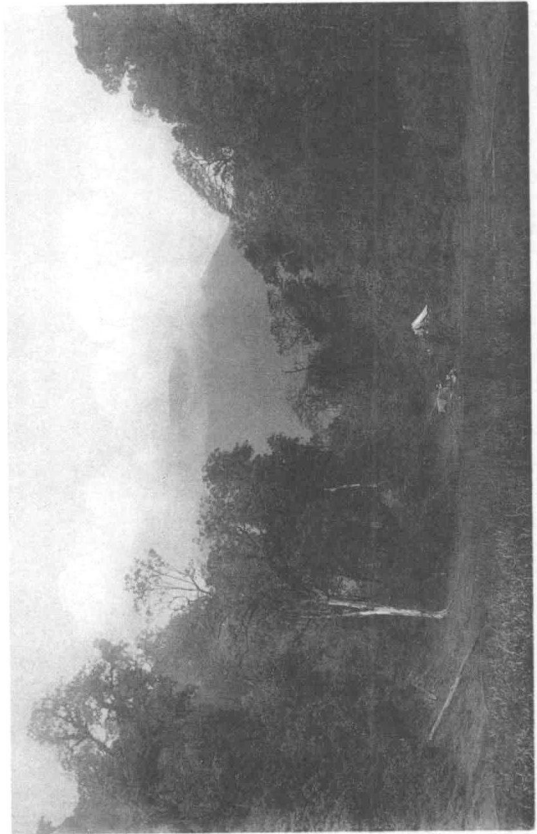
32 - Forêt dense de *Lobelia Karisimbensis* et *Senecio Alticola Mildbr.* sur les pentes orientale et méridionale du cône terminal du Karisimbi. - à 4200 m. alt.



35 - Versant méridional du Muhavura. - Association à *Helichrysum*, *Lobelia Wollastonii* et *Deschampsia flexuosa*, sur une arête rocheuse à 4000 m. d'alt.



36 - La forêt basse sclérophile du versant méridional du Niragongo entre 2500 et 2800 m. d'alt. A l'arrière-plan on voit les rives N. E. du lac Kivu. - Sur la gauche le botaniste Prof. H. Humbert. (Parc National Albert).



37 - La forêt dense mésophile sur le versant Nord du Niragongo entre 2200 et 2500 m. d'alt. (Parc National Albert).



38 - Derniers restes de la forêt de bambous sur le versant oriental du mont Mukende, au-dessus du lac Kano. - (2400 m. d'alt.)

L'inconstance de la température, de l'humidité relative, de la vitesse du vent, qui passe comme un courant laminaire au-dessus des sommets, fait entrevoir l'extrême variabilité du climat du sommet tout entier et plus encore la variabilité des microclimats que les petits accidents du terrain sont capables de localiser.

BIBLIOGRAPHIE SÉLECTIONNÉE

CLIMATOLOGIE

- E. DE MARTONNE, *Traité de Géographie physique*. Deuxième partie : Le Climat, Librairie Armand Colin, Paris, 1925.
- A. SUPPAN, *Grundzüge der Physischen Erdkunde*, Siebente Auflage, Walter De Gruyter, Berlin.
- J. HANN, *Handbuch der Klimatologie*, II Band, I Teil : Klima der Tropenzone, Stuttgart, 1910.
- W. KÖPPEN, *Grundriss der Klimakunde*, Berlin, 1931.
- R. GEIGER et H. ZIERL, Köppens Klimazone und die Vegetationszonen von Afrika. (*Gerlands Beiträge zur Geophysik*, Bd. 33, München, 1932.)
- H. SCHMIDT, Der Jährliche Gang der Niederschläge in Afrika. (*Archiv der Deutsche Seewarte*, Hamburg, 1928.)
- H. SCAËTTA, *Les Précipitations dans le bassin du Kivu et dans les zones limitrophes du fossé tectonique* (communication préliminaire), Institut Royal Colonial Belge, Bruxelles, 1933.
- *Les Famines périodiques dans le Ruanda. Contribution à l'étude des aspects biologiques du phénomène* (note préliminaire), Institut Royal Colonial Belge, Bruxelles, 1932.
- E. DE MARTONNE, Une fonction climatologique. Remarques sur l'indice d'aridité. (*La Météorologie*, n° 19, Paris, 1926.)
- D. SZYMKIEWICZ, Études climatologiques : remarques sur l'indice d'aridité. (*Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, Warszawa, 1929.)
- L. EMBERGER, Sur une formule climatique et ses applications en Botanique. (*La Météorologie*, novembre-décembre 1932, Paris.)
- W. KNOCH, Der Austrocknungswert als Klimatischer Faktor. (*Archiv der Deutschen Seewarte*, Hamburg, 1929.)
- A. DIECKMANN, Ozeanität und Kontinentalität als Begriffe. (*Zeit. der angewandte Met.*, Das Wetter, Berlin, 1930.)
- E. DENIES, Zur Ursache von Klimaschwankungen. (*Ibid.*, Das Wetter, pp. 253-255, Berlin, 1930.)

- KASSNER, Ein mass der Durre. (*Ibid.*, pp. 351-353, Leipzig, 1930.)
 P. GASTHUYS, Étude du climat congolais. (*Bull. Agr. du Congo belge*, Bruxelles, 1930.)
 A. ANGSTRÖM, On the transportation of dust from low to high latitudes trough the circulation of the atmosphere. (*Geografiska Annaler*, pp. 88-92, Stockholm, 1930.)
 L. ROSENBAUW, Zur Frage der Langjachringen Klimaschwankugen und deren Ursachen. (*Met. Zeit.*, pp. 191-193, 1930.)

BIOGÉOGRAPHIE ET ÉCOLOGIE BOTANIQUE

- A. GRIESEBACH, *La végétation du Globe d'après sa disposition suivant les climats*, traduction de P. DE TCHIHATCHEF, Paris, 1877.
 O. DRUDE, *Manuel de Géographie botanique*, traduction de G. POIRALT, Paris, 1897.
 A. F. W. SCHIMPER, *Plant-Geography upon a Physiological Basis*, traduction de W. R. FISCHER, Oxford, 1903.
 E. DE MARTONNE, *Traité de Géographie physique*, 5^e partie : Biogéographie, d'A. CHEVALIER et L. CUENOT, Paris, 1927.
 C. RAUNKIAER, *Planterigets hivsformer og Betydning for Geografer*, Kobenhavn og Kristiana, 1907.
 H. LUNDEGARDH, *Klima und Boden in ihrer Workung auf das Pflanzenleben*, Jena, 1925.
 E. WARMING et P. GRAEBNER, *Lehrbuch der ökologischen Pflanzengeographie*, Vierte Auflage, Berlin, 1933.
 E. ENGLER, *Die Vegetation der Erde. Die Pflanzenwelt Afrikas*, Berlin, 1910.
 G. AZZI, *Ecologia Agraria*, Unione Tipografico Editrice, Torino, 1928.
 A. CHEVALIER, Les territoires géo-botaniques de l'Afrique tropicale nord-occidentale et ses subdivisions. (*Bull. de la Soc. Bot. de France*, pp. 4-26, Paris, 1933.)
 — Les Euphorbes crassulescentes de l'Ouest et du Centre africain et leurs usages. (*Rev. de Bot. app.*, pp. 529-570, Paris, 1933.)
 G. NEGRI, Principali problemi fitogeografici delle Colonie italiane. (*Atti del primo Congresso di Studi Coloniali*, Firenze, 1931.)
 P. ALLORGE, R. BENOIST, A. CHEVALIER, H. HUMBERT, R. MAIRE, E. DE MARTONNE, etc., *Contribution à l'étude du peuplement des hautes montagnes*, P. Lechevalier, éditeur, Paris, 1928.
 L. EMBERGER, Nouvelle contribution à l'étude de la classification des groupements végétaux. (*Rev. Générale de Botanique*, Paris, 1933.)
 — La Végétation et la Flore du Maroc. Aperçu général. (LA SCIENCE AU MAROC. Ouvrage publié à l'occasion de la 58^e Session de l'Association française pour l'Avancement des Sciences, pp. 149-181, Casablanca, 1934.)

- H. SCAËTTA, Bioclimats, Climats des associations et Microclimats de haute montagne en Afrique Centrale Équatoriale. (*Journées d'Agronomie coloniale*, J. Duculot, éditeur, Gembloux, 1933.)
- P. COLLAER, Le rôle de la lumière dans l'établissement de la limite supérieure des forêts; observations faites dans le canton des Grisons (1929-1931). (*Bull. de la Soc. bot. Suisse*, t. XLIII, cahier 1, pp. 90-125, 1934.)

BOTANIQUE ET PHYTOGÉOGRAPHIE

- E. CHIOVENDA, CORTESI, R. PIROTTA, G. NEGRI, etc., *Il Ruwenzori*. Spedizione di S. A. R. L. A. di Savoia, duca degli Abruzzi. Vol. I : Zoologia e Botanica, Milano, 1909.
- H. HUMBERT, La Végétation des hautes montagnes de l'Afrique Centrale Équatoriale. (*La Terre et la Vie*, Rev. d'histoire naturelle, Paris, mai 1931.)
- La destruction d'une flore insulaire par le feu. Principaux aspects de la végétation à Madagascar. (*Mémoires de l'Académie malgache*, Tananarive, 1927.)
- G. NEGRI, Appunti di una escursione botanica nell' Etiopia meridionale. (*Monografie e Rapporti dell' Ufficio Studi del Ministero delle Colonie*, Roma, 1913.)
- W. ROBYNS, La Flore et la Végétation du Congo belge. (*Revue des Questions scientifiques*, Bruxelles, 1930.)
- La Colonisation végétale des laves récentes du volcan Rumoka. (*Mémoires de l'Institut Royal Colonial Belge*, Bruxelles, 1932.)
- L. HAUMAN, Esquisse de la végétation des hautes montagnes sur le Ruwenzori. (*Bull. de l'Académie royale de Belgique*, Classe des Sciences, 5^e série, t. XIX, 1933.)
- Les Lobelia géants des montagnes du Congo belge. (*Mémoires de l'Inst. Royal Colonial Belge*, Bruxelles, 1934.)
- La Phytogéographie, Science de synthèse. (*Bull. de la Classe des Sciences de l'Académie royale de Belgique*, Bruxelles, 1933.)
- H. HAUMAN et S. BALLE, Les « Alchemilla » du Congo belge et leurs relations avec les autres espèces du genre en Afrique continentale. (*Résultats botaniques de l'expédition scientifique belge au Ruwenzori*, 1932, III; extrait de la *Revue de Zoologie et de Botanique africaines*, vol. XXIV, fasc. 4, pp. 301-368, Bruxelles, 1934.)
- CH. KILLIAN, Recherches écologiques sur les fluctuations saisonnières de la transpiration chez les végétaux du climat méditerranéen. (*Bull. de la Soc. Bot. de France*, Paris, 1932.)
- P. STANER, Contributions à l'étude de la flore du Parc National Albert et du Kivu. I et II : Plantes récoltées par M. le Dr Scaëtta. (*Revue de Zoologie et de Botanique africaines du Musée du Congo belge*, Bruxelles, 1933.)
- Les Bruyères du Congo belge. (*Annales de la Soc. scient. de Bruxelles*, 1933.)

- J. BEQUAERT, *Manuscrit inédit sur le peuplement végétal des hautes régions du Kivu, le l'Est-Africain, du Katanga, de la Rhodésie du Nord*, mis à notre disposition par l'auteur, 1933.
- E. BATTISCOMBE, *A Descriptive Catalogue of Some of the Common Trees et Woody Plants of Kenya Colony*, London, 1926.
- G. DELEVOY, Contribution à l'étude de la végétation forestière de la vallée de la Lukuga (Katanga septentrional). (*Mémoires de l'Institut Royal Colonial Belge*, Bruxelles, 1933.)
- J. MILDBRAED, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Zentral Afrika-Expedition 1907-1908 unter Führung Adolf Friderichs, Herzogs zu Mecklenburg*, Bd. II : Botanick, 1914.
- A. ENGLER, *Die Pflanzenwelt Afrikas insbesondere seiner Tropischen Gebiete*, Leipzig, 1925.
- E. DE WILDEMAN, Note à propos de la limite nord de la forêt tropicale dans la région de l'Uele (Congo belge). (*Bull. de l'Académie royale de Belgique*, Classe des Sciences, Bruxelles, 1931.)
- La Forêt équatoriale congolaise : ses problèmes biologiques. (*Bull. de l'Académie royale de Belgique*, Classe des Sciences, Bruxelles, 1932.)
- Remarques à propos de la forêt équatoriale congolaise. (*Mémoires in-8° de l'Institut Royal Colonial Belge*, Section des Sciences naturelles, t. II, Bruxelles, 1934.)
- J. LEBRUN, Les espèces congolaises du genre *Ficus* L. (*Mémoires in-8° de l'Institut Royal Colonial Belge*, Section des Sciences naturelles, t. III, Bruxelles, 1934.)
- Rapport sur un voyage d'études botaniques dans le district du Kibali-Ituri. (*Bull. Agricole du Congo belge*, vol. XXV, n° 3, Bruxelles, 1934.) (Ce rapport a paru quand notre travail était déjà imprimé; n. d. a.)

MICROCLIMATOLOGIE

- R. GEIGER, Mikroklima und Pflanzenklima. (*Handbuch der Klimatologie*, Berlin, 1930.)
- Temperaturstruktur und Mikroklima. (*Met. Zeit.*, vol. XLVII, pp. 425-430, 1930.)
- W. SCHMIDT, Kleinklimatische Beobachtungen in Oesterreich. (*Geographischer Jahresbericht aus Oesterreich*, XVI Band, Leipzig und Wien, 1933.)
- A. BÜDEL, Individuelle Bewegungen Kleiner Luftmassen. (Sonderdruck aus : *Beitrage zur Physik der freien Atmosphäre*, Band 20, Leipzig, 1933.)
- H. JENNY, Gesetzmaessige Beziehung zwischen Bodenhumus und Klima. (*Naturwissenschaften*, pp. 852-662, Berlin, 1930.)
-

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

La *radiation solaire* au-dessus de la dorsale Congo-Nil présente les deux maxima équinoxiaux caractéristiques des latitudes équatoriales, plus un troisième en correspondance du solstice austral qui lui confère un comportement subéquatorial austral. Un accroissement de l'humidité absolue de l'air et une nébulosité plus forte dans les stations sous le vent des grandes montagnes peuvent masquer complètement cette allure normale de la radiation. La qualité des nuages et l'épaisseur du plafond exercent une influence étendue. Au-dessus des régions forestières humides la radiation absorbée à ondes longues est dominante sous le niveau des précipitations maxima. Au-dessus des vallées influencées de manière permanente par le fœhn ainsi qu'au-dessus des hauts plateaux dont l'atmosphère est envahie de poussières, la radiation directe à ondes longues et la radiation à ondes courtes augmentent en des proportions relativement importantes. A partir du niveau des précipitations maxima jusqu'au-dessus des plus hauts sommets, la radiation à ondes courtes devient progressivement dominante.

L'*isonèphe* des régions forestières à l'Ouest de la dorsale congolaise est égale à celle des régions équatoriales très pluvieuses; à l'Est du fossé tectonique la valeur de l'isonèphe diminue jusqu'à atteindre les moyennes des régions tropicales semi-arides.

La *température* se caractérise par une très faible variation annuelle; l'effet de l'altitude contrebalance la continentalité. L'oscillation journalière, plus forte dans les vallées, diminue avec l'altitude jusqu'à une limite au delà de laquelle elle augmente. Les hauts sommets ont un régime thermique d'une instabilité extrême.

Les *sols* s'échauffent de manière différente selon leur constitution. Les terrains stratifiés, humifères, amortissent l'onde calorifique, qui est amplifiée dans la strate proche de la surface et qui diminue ensuite jusqu'à atteindre la couche invariable; les sols homogènes, profonds, telles les latérites, ont une faible capacité pour le calorifique; l'onde thermique

pénètre en profondeur, la température de l'air est amplifiée dans des couches plus éloignées de la surface, la couche invariable se situe plus profondément. Dans les sols stratifiés et humifères l'humidité absorbée par le sol règle le comportement de l'onde diurne. Les strates sont plus chaudes que l'air pendant les mois pluvieux, elles sont plus froides pendant les mois secs.

La zone des *calmes équatoriaux* ne paraît exister à ces latitudes équatoriales et subéquatoriales australes que dans les couches d'air au-dessous de 3,000 mètres. Des vents à longs parcours n'existent pas dans cette région de l'atmosphère et les brises jouent un rôle prépondérant. Dans les couches au-dessus de 3,000 mètres les alizés dominent toute l'année. La vallée tectonique du Kivu paraît être le point de convergence et de rencontre des courants de l'alizé Sud-Est de l'océan Indien, des courants de l'alizé austral atlantique et de la branche égyptienne de l'alizé boréal. Une surface de discontinuité thermique instable et inclinée établirait la rencontre au-dessus du Kivu de l'alizé Sud-Est et de l'alizé Nord-Est. A l'Ouest de la dorsale congolaise des « fronts » saisonniers établiraient la rencontre entre les courants des deux océans. Sur le 2° Sud la découverte de strates de lapilli et de cinérites d'origine éolienne, situées toutes à l'Ouest de la dorsale congolaise et remontant à la fin du tertiaire, prouve que depuis cette époque l'alizé Sud-Est souffle de la même direction au-dessus de cette latitude.

L'évaporation au-dessus des régions forestières humides atteint des valeurs proches de celles des mers équatoriales. L'évaporation « théorique » augmente dans les districts semi-arides de l'Est du fossé tectonique. Elle apparaît relativement indépendante de l'isotherme annuelle; elle augmente avec l'altitude jusqu'à un niveau-limite (probablement 2,800-3,000 mètres) au-dessus duquel son régime est modifié.

L'humidité atmosphérique envisagée sous la forme d'humidité spécifique est très élevée et à peu près constante toute l'année à l'Ouest de la dorsale congolaise dans la région forestière influencée par des courants humides de l'alizé atlantique; à l'Est du fossé tectonique sa teneur dépasse à peine celle de nos régions de l'Europe occidentale. L'humidité relative, toujours assez élevée, baisse assez considérablement dans la partie orientale du Ruanda pendant les sécheresses. La durée respective

de la faible humidité relative est une distinction importante entre les hauts plateaux de l'Est et les montagnes de l'Ouest. Elle se prolonge pendant quelques heures au cours de la journée chez les premiers, tandis qu'elle ne fait qu'une courte apparition chez les seconds. Ceci, joint au manque de pluie, établit une distinction d'une importance biologique réelle entre les deux régions.

Le régime des *condensations* varie principalement avec la nature du revêtement végétal et avec l'exposition. Les sols dénudés et les sols latéritiques sont ceux qui provoquent les condensations les plus faibles.

Le régime des *précipitations* est lié étroitement à la structure du relief, à son orientation et à la circulation des grands courants supérieurs. Les hauts plateaux de l'Est ne reçoivent pas de précipitations abondantes, à cause de leur pente relativement faible. Les grandes chaînes faîtières, contre lesquelles les courants orientaux sont forcés de s'élever, sont les seules qui bénéficient de chutes plus abondantes, sans atteindre toutefois des hauteurs d'eau très élevées. Le phénomène de fœhn au-dessus de la grande vallée tectonique en réduit la pluviosité.

Le niveau des précipitations maxima s'établit autour de 2,400 mètres avec un maximum de 2,300 mm. Plus haut les précipitations diminuent avec une progression retardée jusqu'à 4,500 mètres d'altitude, niveau auquel la chute d'eau n'atteint pas 900 mm.

La connaissance analytique des divers éléments météorologiques, mise en rapport avec la forme du relief et avec les grandes formations végétales, permet de distinguer autour du Kivu *trois districts climatiques principaux*. Ils sont dénommés d'après les grands courants aériens qui en déterminent la physionomie particulière : un district occidental de l'alizé Sud-Est Atlantique; un district oriental de l'alizé Sud-Est de l'océan Indien, se prolongeant au Sud jusqu'aux limites septentrionales du désert austral; un district septentrional du courant égyptien, dont l'influence pénètre à l'intérieur du fossé tectonique pendant quelques degrés au Sud de l'équateur. Ces trois districts possèdent une équivalence thermique effective qui fait de la « pluie d'averse » le « facteur limite » venant à déterminer le type de végétation pouvant s'y acclimater. La grande forêt équatoriale, au delà de la dorsale congolaise, ne peut subsister qu'en mas-

sifs d'une étendue limitée, à la faveur de conditions orographiques particulières.

Les zones frontières entre les districts climatiques, au-dessus desquelles s'opère le balancement des fronts de discontinuité, offrent des surfaces de terrain dans lesquelles le climat est moins bien défini. A ce fait climatique correspond chez la végétation une certaine « instabilité biologique ». Dans ces zones s'opèrent de préférence l'interpénétration des flores et le mélange des types.

Des conditions analogues de radiation et de pluviosité établissent des homologues écologiques de climat et de végétation entre des régions très éloignées et d'altitude différente.

Au-dessus du niveau des précipitations maxima, les pluies d'averse cessent d'exister et la température est le facteur limite établissant la différenciation des types végétaux.

La hauteur à laquelle s'établit le niveau des précipitations maxima et le volume annuel des pluies déterminent l'expansion verticale des divers étages de végétation. L'épaisseur du plafond nuageux venant à régler localement la répartition de la radiation, les associations thermophiles et héliophiles gagnent du terrain, ou bien leur aire se restreint selon que l'une ou l'autre forme de radiation devient prédominante. Ces conditions générales, liées à d'autres d'ordre géographique, favorisent ou réduisent le nombre et la spécialisation des étages de végétation et des espèces qui leur appartiennent.

Le climat de cette partie de l'Afrique Centrale Équatoriale a subi des oscillations locales certaines pendant les phases les plus actives et les plus prolongées de l'activité volcanique, mais dans ses grands traits généraux il paraît ne pas avoir varié depuis la fin du tertiaire.

TABLE DES MATIERES ET DES PLANCHES HORS TEXTE

	Pages.
INTRODUCTION.	5

Carte hypsométrique de la région entre l'équateur et 4° S.

PLANCHE I. — FIG. 1. — Premières installations de la station centrale de météorologie agricole de Tshibinda, à 2,115 mètres d'altitude (7 novembre 1927). — FIG. 2. — L'abri principal de la station de Tshibinda dans sa systématique définitive en 1930. — FIG. 3. — Installation provisoire du cinéanémographe Richard à la station de Tshibinda (1927-1930). — FIG. 4. — La station principale de Lulenga (Rugari), à 1,800 mètres d'altitude dans le bassin du lac Edouard.

PLANCHE II. — FIG. 5. — La station de Lulenga, emplacement des géothermomètres et du lucimètre de Bellani (Mission catholique des PP. Blancs d'Algérie). — FIG. 6. — Pluviomètre totalisateur du sommet du Kahuzi (3,308 mètres d'altitude). Kassula, roi des Pygmées de la dorsale congolaise (13 novembre 1929). — FIG. 7. — Le cône terminal du Karisimbi (volcans Mufumbiru du P. N. A.), de 4,506 mètres d'altitude, sur le sommet duquel est établie la station pluviométrique la plus élevée de l'Afrique (19 février 1930). (Photo prise de la selle Mukuru, à 4,000 mètres d'altitude.) — FIG. 8. — Le pluviomètre totalisateur de la cime du Karisimbi, à 4,506 mètres d'altitude (19 février 1930).

PLANCHE III. — FIG. 9. — Le pluviomètre totalisateur du mont Bugoy (lacs Mokoto), à 2,230 mètres d'altitude (18 mars 1930). — FIG. 10. — Le mont Bisunzu (Buzezu), au Sud de Costermansville, sur le sommet duquel, à 2,523 mètres d'altitude, a été placé un pluviomètre totalisateur. — FIG. 11. — Le pluviomètre totalisateur installé sur la cime du mont Bisunzu, à 2,523 mètres d'altitude (3 juin 1930). — FIG. 12. — Le plafond nuageux vu du sommet du Muhavura (versant de Nord-Est), à 4,127 mètres d'altitude, le 9 juin 1929 peu après le lever du soleil. Les pics qui émergent des nuages sont le Karisimbi (à gauche), de 4,506 mètres d'altitude, et le Mikeno, de 4,437 mètres.

CHAPITRE PREMIER. — *La radiation solaire.*

Le lucimètre de Bellani, valeur de proportionnalité de ses indications ..	13
Rayonnement nocturne positif... ..	15
Classification de la radiation	16
La constante solaire et le spectre solaire extra-terrestre	17
La radiation solaire incidente	17

	Pages.
Absorption de la radiation solaire	18
Réflexion des radiations solaires	18
Diffusion de la radiation solaire	18
Facteur d'obscurcissement de Linke (Trübungsfaktor) ..	19
Répartition de la radiation totale avec la latitude	20
Comportement des radiations des différents secteurs du spectre	21
Action du fœhn et rôle des poussières	23
Action spécifique des nuages	25
Radiation ultra-violette	25
Rayonnement de l'atmosphère et de la terre	26
Climat de radiation et climat de rayonnement	27
Conclusions générales... ..	28
La radiation à Tshibinda... ..	29
Périodicité diurne de la radiation à Tshibinda	35
La radiation à Lulenga	37
La marche diurne de la radiation à Lulenga	40
Jours pendant lesquels les indications du Bellani ont été nulles ou déficitaires à Lulenga	41
Bibliographie..	43

CHAPITRE II. — *Insolation et nébulosité.*

L'héliographe de Campbell	46
Périodicité annuelle	48
La marche annuelle de l'insolation totale	50
L'insolation mensuelle relative... ..	51
L'insolation journalière moyenne	55
La durée de l'insolation par rapport à l'altitude	58
La nébulosité..	59
La distribution horaire de la nébulosité... ..	61
La forme des nuages... ..	63
Bibliographie..	64
Tableaux d'insolation pour Tshibinda	65
Tableaux d'insolation pour Ngweshe.	67
Tableaux d'insolation pour Lulenga.	69
Tableaux d'insolation pour Kabgayé.	71
Tableaux d'insolation pour Katana... ..	73

PLANCHE IV. — Nombre moyen d'heures pendant lesquelles le soleil est resté à l'horizon de Tshibinda pendant chaque mois de l'année, de 1928 à 1931.

CHAPITRE III. — *La température.*

	Pages.
Installation des thermomètres —	75
Marche et variation annuelle de la température	77
Valeurs comparées de la variation annuelle	83
Variation diurne de la température... .. .	87
L'oscillation diurne totale... .. .	91
Variation de la température sur les pentes des montagnes... .. .	95
Inversion nocturne de la température	97
Le gradient thermique.	102
Températures moyennes réelles et isothermes des parallèles réduites au niveau de la mer	105
Température du sol	106
L'onde thermique diurne	113
La température des eaux superficielles du lac Kivu	114
La température des hauts sommets	116
Bilan thermique de la région	130
Bibliographie..	133
Tableaux analytiques des températures : pour Tshibinda..	136
Tableaux analytiques des températures : pour Lulenga	144
Tableaux analytiques des températures : pour Kahundu	148
Tableaux analytiques des températures : pour Ngweshe	149
Tableaux analytiques des températures : pour Busangania	150
Tableaux analytiques des températures : pour Bobandana	151
Tableaux analytiques des températures : pour Rubengera	152
Tableaux analytiques des températures : pour Uvira..	153
Tableaux analytiques des températures : pour Nyundo	154
Tableaux analytiques des températures : pour Katana	155
Tableaux analytiques des températures : pour Kabgaye	159

PLANCHE V. — La température moyenne de 8 heures à Tshibinda, dans l'air et dans le sol, de 1928 à 1931. — Amplitude de la variation annuelle de la température de 8 heures dans l'air libre et dans le sol à Tshibinda (1928-1931). — Profil du sol à Tshibinda. — Constitution physique du sol.

PLANCHE VI. — Température moyenne de 8 heures à l'air libre et du sol à Lulenga pendant la période de 1928 à 1931. — Températures observées. — Amplitude de la variation annuelle de la température de 8 heures dans le sol et dans l'air libre à Lulenga (1928-1931).

PLANCHE VII. — La température moyenne de 8 heures à l'air libre et du sol à Mugeré (Katana) pour la période 1928-1931. — Températures observées. — Amplitude de la variation annuelle de la température de 8 heures dans le sol et dans l'air libre à Mugeré (1928-1931).

PLANCHE VIII. — La température moyenne de 8 heures à l'air libre et du sol à Kabgaye pour la période 1928-1931. — Températures observées. — Amplitude de la variation annuelle de la température de 8 heures dans le sol et dans l'air libre à Kabgaye (1928-1931). — Constitution physique du sol.

CHAPITRE IV. — *Les vents.*

	Pages.
Les courants inférieurs : brises de lac, de vallée et de montagne	163
Variation diurne des brises et rose de fréquence	165
Hauteur de la couche d'air affectée par les brises	168
Vitesse moyenne des brises	169
Vents d'inversion..	171
Action des rafales sur la température et l'humidité	173
Les courants supérieurs, résumé schématique des théories générales ...	176
La circulation intertropicale d'après Brooks et Mirrless	186
Observations directes effectuées dans la région du Kivu	189
Le fœhn..	198
Bibliographie..	201

PLANCHE IX. — Circulation de l'air au-dessus de l'Afrique intertropicale en janvier, avril, juillet et octobre, d'après Brooks et Mirrless.

CHAPITRE V. — *L'évaporation.*

Les instruments de mesure..	202
L'évaporation journalière... ..	204
Accélération de l'évaporation provoquée par les rafales	206
Taux d'évaporation à Tshibinda	208
Variation de l'évaporation avec l'altitude	210
Bibliographie..	213

CHAPITRE VI. — *L'humidité atmosphérique.*

Répartition géographique et topographique de l'humidité spécifique ...	214
Variation diurne de l'humidité relative	217
L'humidité relative à 4,000 mètres d'altitude	219
Variation saisonnière de l'humidité relative	221
Variation annuelle de l'humidité relative	223
L'humidité relative moyenne	223
Tableau de l'humidité relative à Tshibinda de 1928 à 1931	225
Tableau de l'humidité relative à Kabgayé de 1928 à 1931... ..	226
L'humidité relative à Uvira, Rubengera et Busangania de 1928 à 1931 ...	227
L'humidité relative à Lulenga de 1928 à 1931	228
Variation saisonnière de l'humidité relative maxima et minima à Boban- dana de 1928 à 1931	228

CHAPITRE VII. — *Les condensations.*

	Pages.
Condensation de la rosée au-dessus des sols couverts et des sols nus ...	229
Les brouillards	232
La brume	235
Bibliographie..	236

CHAPITRE VIII. — *Les précipitations.*

Causes qui entretiennent dans l'atmosphère des « centres de perturbation »	237
Maxima orographiques du centre de l'Afrique	245
Causes qui entretiennent la prédominance des orages à foudre pendant la saison pluvieuse de l'équinoxe boréal	247
Action destructive des couloirs de fœhn sur les orages	251
Tornades et trombes	253
Influence des courants locaux sur la variation diurne de la pluie	255
Tableau des pluies mensuelles et annuelles des stations du bassin du Kivu et du Ruanda... ..	259
Bibliographie..	261

PLANCHE X. — Profil vertical des plateaux du Ruanda et du bassin du Kivu entre la Kagera, à l'Est, et le massif Kahuzi, à l'Ouest. (Coupe A-B de la carte hypsométrique.)

PLANCHE XI. — Aspect de la dorsale congolaise dans le bassin méridional du lac Edouard, d'après un croquis de M. Maury.

CHAPITRE IX. — *Bioclimats régionaux.*

Géographie écologique des climax	262
Leur répartition horizontale	265
Pluviométrie du district climatique de l'alizé austral atlantique	268
Pluviométrie du district climatique de l'alizé Sud-Est de l'océan Indien.	270
Pluviométrie du district climatique du courant égyptien	272
Causes qui président à la variation du niveau des précipitations maxima.	274
Caractéristiques thermiques, nébulosité et humidité spécifique des trois districts climatiques	276
Signification écologique de l'isonèphe	280
Forêts sèches et forêts sclérophiles des couloirs de fœhn	281
Différence d'humidité spécifique au-dessus de la forêt ombrophile et au-dessus de la forêt mésophile	287
Signification écologique de la sécheresse... ..	289

	Pages.
L'indice d'aridité de de Martonne	291
Répartition des climats et de la végétation au-dessus du niveau des précipitations maxima	294
Étages de végétation et climats du massif Kahuzi	299
Étages de végétation et climats du Karisimbi	301
Étages de végétation et climats du massif du Ruwenzori	303
Étages de végétation et climats du mont Muhende	305
Zones d'altitude soumises au fœhn... ..	306
Remarques générales sur la répartition comparée des climax entre 0°30' Nord et 3°30' Sud	308
Plans d'homologie climatique	314
Microclimats de montagne	317
Bibliographie	321

PLANCHE XII. — FIG. 13. — Maquis sclérophile (forêt de fœhn) de la rive septentrionale du Lac Kivu. Association à *Olea chrysophylla*, *Myrica Salicifolia*, *Jasminum dichotomum*. — FIG. 14. — Association à *Euphorbia abyssinica* sur la rive septentrionale du Kivu (forêt de fœhn). — FIG. 15. — Association d'*Euphorbia abyssinica* et de *Ficus* sp. en bordure du lac sur la rive septentrionale. — FIG. 16. — Derniers restes de la forêt sèche primitive à *Piptadenia Buchananii* et à *Albizia fastigiata* sur les rives Nord-Ouest de l'île Idjwi et des îlots qui leur font couronne (forêt de fœhn).

PLANCHE XIII. — Association de *Myrica salicifolia* var. *subalpina* Engl. et de *Pennisetum Trachyphyllum*, soumise aux incendies de brousse, dans la vallée du Losso et les hauts plateaux de Ndeko (Ouest du Kivu, de 1,900 à 2,500 mètres d'altitude).

PLANCHE XIV. — FIG. 17. — Arbuste épineux du « bush » Xérophytique de la pointe Sud de l'île Idjwi (forêt de fœhn). — FIG. 18. — Forêt claire (forêt de fœhn), à *Myrica salicifolia*, du versant occidental de la dorsale congolaise (1,700 mètres d'altitude). — FIG. 20. — Forêt dense, sclérophile non brûlée, de *Myrica salicifolia* var. *subalpina* Engl., au Nord du plateau de Kahundu (2,000 mètres d'altitude en moyenne). — FIG. 21. — *Philippia Johnstonii* dans la forêt de bambous (*Arundinaria alpina*) du versant occidental du Kahuzi, à 2,740 mètres d'altitude.

PLANCHE XV. — FIG. 23. — Forêt dense de bambous (*Arundinaria alpina*) sur le versant Nord-Ouest du Kahuzi, à 2,800 mètres d'altitude. Les bambous atteignent de 20 à 25 mètres d'hauteur. — FIG. 24. — Escarpement du mur (miroir de faille) du versant oriental du Kahuzi. Peuplement d'*Erica arborea* (2,400 mètres d'altitude). — FIG. 25. — Peuplement à *Lobelia lanuriensis* var. *Kahuzica*, sur le versant Nord de l'arête Kabushwa (2,750 à 3,200 mètres d'altitude). — FIG. 26. — A l'avant-plan : *Lobelia lanuriensis* var. *Kahuzica* ; à l'arrière-plan : peuplement de *Podocarpus milanjianus* ? Derrière le piton, on entrevoit le flanc Nord-Ouest du mont Tchizi (volcan Salée).

PLANCHE XVI. — Esquisse de la distribution des étages de végétation sur le versant occidental du massif Kahuzi.

PLANCHE XVII. — FIG. 22. — Etages alpin et sub-alpin sur le versant oriental du pic Kahuzi (3,200 mètres d'altitude). Coussins de *Deschampsia flexuosa* sur les mamelons rocheux; association de Cyperacées dans la petite

cuvette marécageuse; *Lobelia tanuriensis* var. *Kahuzica*, en marge de la cuvette. A l'arrière-plan, le mont Tchizi (volcan Salée), couvert de bambous et de bosquets de *Podocarpus milanjianus*, faisant tâche. — FIG. 27. — Cousins de mousse et Orchidées épiphytes sur les branches d'un vieux *Hagenia abyssinica*. Etage à *Hagenia* et à *Hypericum* du versant méridional du Karisimbi (3,200 mètres d'altitude). — FIG. 28. — Etage à *Hagenia abyssinica* et à *Hypericum lanceolatum* du Karisimbi, à 3,400 mètres d'altitude. Vieux *Hypericum* couverts de barbes d'*Usnea*. — FIG. 29. — Etage à Bruyères arborescentes du Karisimbi à 3,700-3,800 mètres d'altitude (versant Sud). Sous-bois dense d'*Alchemilla cinerea*, d'*Helichrysum* et de Seneçons rares.

PLANCHE XVIII. — FIG. 30. — Association à *Senecio alticola* Mildbr. et à *Carex runssoroensis* dans la selle Mukuru, à 4,000 mètres d'altitude sur le Karisimbi. — FIG. 31. — Un des cratères-lacs de la « Caldeira » Mukuru, sur le Karisimbi, à 4,000 mètres d'altitude. *Carex runssoroensis* sur les bords et *Senecio* sur les talus. Les Seneçons sont plutôt bas à cause de l'exposition au vent. L'on voit un nuage qui avance, poussé par l'alizé de Nord-Est. — FIG. 33. — Etage à Lichens du Karisimbi, à 4,400 mètres d'altitude. — FIG. 34. — Tapis enchevêtré d'*Alchemilla geranioides* var. *Uhligii* Engl. Haum. sur les bords du cratère-lac de la cime du Muhavura (4,127 mètres d'altitude). Rares exemplaires de *Senecio Ericii Rosenii*.

PLANCHE XIX. — FIG. 32. — Forêt dense de *Lobelia Karisimbensis* et *Senecio alticola* Mildbr., sur les pentes orientale et méridionale du cône terminal du Karisimbi, à 4,200 mètres d'altitude.

PLANCHE XX. — FIG. 35. — Versant méridional du Muhavura. Association à *Helichrysum*, *Lobelia Wollastonii* et *Deschampsia flexuosa*, sur une arête rocheuse, à 4,000 mètres d'altitude. — FIG. 36. — La forêt basse sclérophile du versant méridional du Niragongo, entre 2,500 et 2,800 mètres d'altitude. A l'arrière-plan, on voit les rives Nord-Est du lac Kivu. Sur la gauche, le botaniste Prof^r H. Humbert (Parc National Albert). — FIG. 37. — La forêt dense mésophile sur le versant Nord du Niragongo, entre 2,200 et 2,500 mètres d'altitude (Parc National Albert). — FIG. 38. — Derniers restes de la forêt de bambous sur le versant oriental du mont Mukende, au-dessus du lac Kano (2,400 mètres d'altitude).

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS	325
TABLE DES MATIÈRES ET DES PLANCHES HORS TEXTE	329



LISTE DES MÉMOIRES PUBLIÉS

COLLECTION IN-4°

SECTION DES SCIENCES NATURELLES ET MÉDICALES

Tome I.

1. ROBYNS, W., *Les espèces congolaises du genre Digitaria Hall* (52 p., 6 pl., 1931). fr. 20 »
2. VANDERYST, R. P. HYAC., *Les roches oolithiques du système schisto-calcaireux dans le Congo occidental* (70 pages, 10 figures, 1932) 20 »
3. VANDERYST, R. P. HYAC., *Introduction à la phytogéographie agrostologique de la province Congo-Kasai. (Les formations et associations)* (154 pages, 1932) 32 »
4. SCAËTTA, H., *Les famines périodiques dans le Ruanda. — Contribution à l'étude des aspects biologiques du phénomène* (42 pages, 1 carte, 12 diagrammes, 10 planches, 1932). 26 »
5. FONTAINAS, P. et ANSOTTE, M., *Perspectives minières de la région comprise entre le Nil, le lac Victoria et la frontière orientale du Congo belge* (27 p., 2 cartes, 1932). 10 »
6. ROBYNS, W., *Les espèces congolaises du genre Panicum L.* (80 pages, 5 planches, 1932) 25 »
7. VANDERYST, R. P. HYAC., *Introduction générale à l'étude agronomique du Haut-Kasai. Les domaines, districts, régions et sous-régions géo-agronomiques du Vicariat apostolique du Haut-Kasai* (82 pages, 12 figures, 1933) 25 »

Tome II.

1. THOREAU, J. et DU TRIEU DE TERDONCK, R., *Le gîte d'uranium de Shinkolobwe-Kasolo (Katanga)* (70 pages, 17 planches, 1933) fr. 50 »
2. SCAËTTA, H., *Les précipitations dans le bassin du Kivu et dans les zones limitrophes du fossé tectonique (Afrique centrale équatoriale). — Communication préliminaire* (108 pages, 28 figures, cartes, plans et croquis, 16 diagrammes, 10 planches, 1933) 60 »
3. VANDERYST, R. P. HYAC., *L'élevage extensif du gros bétail par les Bampombos et Baholos du Congo portugais* (50 pages, 5 figures, 1933) 14 »
4. POLINARD, E., *Le socle ancien inférieur à la série schisto-calcaire du Bas-Congo. Son étude le long du chemin de fer de Matadi à Léopoldville* (116 pages, 7 figures, 8 planches, 1 carte, 1934). 40 »

Tome III.

- SCAËTTA, H., *Le climat écologique de la dorsale Congo-Nil* (335 pages, 61 diagrammes, 20 planches, 1 carte, 1934) 100 »

SECTION DES SCIENCES TECHNIQUES

Tome I.

1. MAURY, J., *Triangulation du Katanga* (140 pages, fig., 1930) fr. 25 »
2. ANTHOINE, R., *Traitement des minerais aurifères d'origine filonienne aux mines d'or de Kilo-Moto* (163 pages, 63 croquis, 12 planches, 1933) 50 »
3. MAURY, J., *Triangulation du Congo oriental* (177 pages, 4 fig., 3 planches, 1934). 50 »

COLLECTION IN-8°

SECTION DES SCIENCES MORALES ET POLITIQUES

Tome I.

- PAGÈS, R. P. *Au Ruanda, sur les bords du lac Kivu (Congo belge). Un royaume hamite au centre de l'Afrique* (703 pages, 29 planches, 1 carte, 1933) . . . fr. 125 »

Tome III.

1. PLANQUAERT, R. P. M., *Les Jaga et les Bayaka du Kwango* (184 pages, 18 planches, 1 carte, 1932). fr. 45 »
2. LOUWERS, O., *Le problème financier et le problème économique au Congo Belge en 1932* (69 pages, 1933) 12 »
3. MOTTOULLE, le Dr L., *Contribution à l'étude du déterminisme fonctionnel de l'industrie dans l'éducation de l'indigène congolais* (48 pages, 16 planches, 1934) 30 »

SECTION DES SCIENCES NATURELLES ET MÉDICALES

Tome I.

1. ROBYNS, W., *La colonisation végétale des laves récentes du volcan Rumoka (laves de Kateruzi)* (33 pages, 10 planches, 1 carte, 1932). 15 »
2. DUBOIS, le Dr A., *La lèpre dans la région de Wamba-Pawa (Uele-Nepoko)* (87 pages, 1932) 13 »
3. LEPLAE, E., *La crise agricole coloniale et les phases du développement de l'agriculture dans le Congo central* (31 pages, 1932) 6 »
4. DE WILDEMAN, E., *Le port suffrutescent de certains végétaux tropicaux dépend de facteurs de l'ambiance!* (51 pages, 2 planches, 1933) 10 »
5. ADRIAENS, L., CASTAGNE, E. et VLASSOV, S., *Contribution à l'étude histologique et chimique du Sterculia Bequaerti De Wild.* (112 pages, 2 planches, 28 fig., 1933). 24 »
6. VAN NITSSEN, le Dr R., *L'hygiène des travailleurs noirs dans les camps industriels du Haut-Katanga* (248 pages, 4 planches, carte et diagrammes, 1933). . . . 45 »
7. STEYAERT, R. et VRYDAGH, J., *Etude sur une maladie grave du cotonnier provoquée par les piqûres d'Helopeltis* (55 pages, 32 figures, 1933) 20 »
8. DELEVOY, G., *Contribution à l'étude de la végétation forestière de la vallée de la Lukuga (Katanga septentrional)* (124 pages, 5 planches, 2 diag., 1 carte, 1933). 40 »

Tome II.

1. HAUMAN, L., *Les Lobelia géants des montagnes du Congo belge* (52 pages, 6 figures, 7 planches, 1934) 15 »
2. DE WILDEMAN, E., *Remarques à propos de la forêt équatoriale congolaise* (120 p., 3 cartes hors texte, 1934) 26 »
3. HENRY, G., *Etude géologique et recherches minières dans la contrée située entre Ponthierville et le lac Kivu* (51 pages, 6 figures, 3 planches, 1934). 16 »
4. DE WILDEMAN, E., *Documents pour l'étude de l'alimentation végétale de l'indigène du Congo belge* (264 pages, 1934) 35 »
5. POLINARD, E., *Constitution géologique de l'Entre-Lulua-Bushimaie, du 7° au 8° parallèle* (74 pages, 6 planches, 2 cartes, 1934). 22 »

Tome III.

1. LEBRUN, J., *Les espèces congolaises du genre Ficus L.* (79 pages, 4 figures, 1934). 12 »
2. SCHWETZ, le Dr J., *Contribution à l'étude endémiologique de la malaria dans la forêt et dans la savane du Congo oriental* (45 pages, 1 carte, 1934). 8 »

Sous presse.

LAMAN, K.-E., *Dictionnaire kikongo-français* (in-8°).