MINISTÈRE DE L'INSTRUCTION PUBLIQUE.

ANNALES

DU

BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE

DE FRANCE,

PUBLIÉES

PAR E. MASCART,

DIRECTEUR DU BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE.

LIBRARY
DEC 12 1887
SIGNAL OFFICE

ANNÉE 1885.

I.

ÉTUDE DES ORAGES EN FRANCE

ET

MÉMOIRES DIVERS.

QC
989
.F8
A56
année
1885
pt. 1

PARIS,

GAUTHIER-VILLARS, IMPRIMEUR-LIBRAIRE,

Quai des Augustins, 55.

1887

LIBRARY
NOAA

National Oceanic and Atmospheric Administration

Environmental Data Rescue Program

ERRATA NOTICE

One or more conditions of the original document may affect the quality of the image, such as:

Discolored pages
Faded or light ink
Binding intrudes into the text

This document has been imaged through the NOAA Environmental Data Rescue Program. To view the original document, please contact the NOAA Central Library in Silver Spring, MD at (301) 713-2607 x124 or www.reference@nodc.noaa.gov.

Information Manufacturing Corporation
Imaging Subcontractor
Rocket Center, West Virginia
September 14, 1999

4

1149
3465

ANNALES

DU

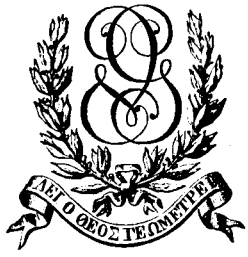
BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE

DE FRANCE.

ÉTUDE DES ORAGES EN FRANCE

ET

MÉMOIRES DIVERS.


ΛΕΙ Ο ΘΕΟΣ ΓΕΩΜΕΤΡΕΙ

INTRODUCTION.

Nous indiquerons brièvement la nature des publications du Bureau Central météorologique pour l'année 1885.

Le Tome I (*Orages et Mémoires divers*) comprend d'abord, comme on l'a fait depuis quelques années, un résumé sur le caractère des orages observés en France et des Cartes journalières qui forment une sorte de statistique générale. Un travail de M. Moureaux sur le magnétisme terrestre au parc Saint-Maur donne : 1° le détail des observations directes qui ont servi à déterminer les valeurs absolues des éléments et les coefficients des appareils de variations; 2° une revue des caractères présentés par les perturbations; 3° enfin, des Tableaux relatifs aux écarts diurnes à partir des valeurs moyennes.

Nous avons été heureux de publier un travail important de M. Michelier, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées, Président de la Commission météorologique des Hautes-Pyrénées, sur les variations des glaciers des Pyrénées. Des recherches de cette nature présentent le plus grand intérêt pratique au point de vue de l'alimentation des lacs et des rivières, et elles donnent des renseignements d'une nature toute spéciale sur les conditions météorologiques du globe.

M. Angot a mis à profit une longue série d'observations faites à Fécamp avec le plus grand soin, pendant trente années, par MM. Eugène et Charles Marchand, pour établir les principaux caractères du climat de cette région. Enfin M. Renou nous a donné une étude remarquable sur la pluie à Paris depuis 1688. Nous espérons que M. Renou complétera bientôt ces travaux, qui sont le fruit d'une érudition exceptionnelle, par une étude analogue sur la température.

Dans le Tome II (*Observations françaises et Revue climatologique*), nous avons ajouté le détail des observations faites à l'observatoire de Lyon sous la direction de M. André. Les résumés mensuels que nous donnions jusqu'à présent nous ont paru insuffisants pour cette station importante. A partir de cette année, et pour éviter des retards, ce Volume paraîtra en deux Fascicules : le premier comprenant les *Observations françaises et algériennes*, le second la *Revue climatologique*. Le premier Fascicule pourra ainsi être publié plus rapidement, tandis que, pour achever le second, on est forcé d'attendre que toutes les observations de l'Étran-

ger nous soient parvenues. Rien ne sera changé, du reste, à la disposition de ce Volume, et les deux Fascicules pourront être réunis aisément par le brochage.

Les observations que renferme le Tome III (*Pluies en France*) se rapportent aux quantités d'eau recueillies jour par jour dans 900 stations et aux résumés mensuels pour 1800 stations.

Enfin le Tome IV contient les observations recueillies dans un certain nombre de postes consulaires français situés à l'étranger, ainsi que celles qui sont faites en plusieurs points sur le canal de Suez ou sur le canal de Panama, par les soins de la Compagnie.

On y a ajouté une étude de M. Boname sur le climat de la Guadeloupe, d'après sept années d'observations, un travail de M. Teisserenc de Bort sur l'importance des hautes pressions d'Asie pour la prévision du temps en Europe et un Mémoire sur la circulation générale de l'atmosphère.

Le Directeur du Bureau Central météorologique,

E. MASCART.

BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE DE FRANCE.

RAPPORT

LU LE 29 AVRIL 1886,

A LA SÉANCE GÉNÉRALE DU CONSEIL DU BUREAU CENTRAL

PAR LE PRÉSIDENT, M. HERVÉ MANGON,

CONFORMÉMENT A L'ARTICLE 13 DU DÉCRET DU 14 MAI 1878.

MESSIEURS,

Notre honorable Collègue M. l'amiral Cloué, qui a bien voulu me remplacer auprès de vous l'année dernière, vous disait « qu'il était heureux de pouvoir affirmer, grâce à votre concours si précieux et si désintéressé, grâce aussi au dévouement des fonctionnaires du Bureau central, que l'année 1884 avait vu s'accomplir, dans la plupart de nos services, des progrès sérieux, dont quelques-uns présentent même une véritable importance ». Je me félicite de pouvoir, à mon tour, vous apporter la même assurance pour l'année 1885.

Les liens de confiance et d'affection qui unissent les Commissions départementales, les Observatoires et le Bureau central, la persévérance et l'énergie de nos efforts communs rendent, en effet, les progrès réalisés chaque année aussi rapides que le permettent nos moyens d'action et le nombre de nos collaborateurs : vous en jugerez, Messieurs, par les détails suivants :

Avertissements. — Aucune modification importante n'est à signaler dans le Service des avertissements. En 1884, on recevait chaque jour 152 dépêches et l'on en expédiait 31. En 1885, on en a reçu 153 et l'on en a expédié 38, dont 3 de plus destinées à la Belgique et 4 à l'Italie. La moyenne générale des réussites des prévisions du Bureau, qui était de 81 pour 100 en 1881, de 83 pour 100 en 1882, de 87 pour 100 en 1883, s'était élevée à 90 pour 100 en 1884; elle est retombée à 87 pour 100 en 1885. Cette légère différence n'a rien qui doive surprendre; elle témoigne de la consciencieuse attention apportée au calcul de nos vérifications. Il n'y a pas lieu d'espérer que l'on puisse obtenir des ré-

sultats sensiblement meilleurs que ceux que l'on vient de rappeler, aussi longtemps que notre correspondance télégraphique ne sera pas plus étendue et plus régulière.

Le *Bulletin* est affiché aux Mairies de Paris, aux Halles, à la Bourse, et, depuis le mois de décembre, dans la salle des Conférences du Sénat. Une Carte spéciale du temps est placée, chaque matin, à la gare du Nord, comme les années précédentes. Le nombre des journaux qui font prendre des renseignements spéciaux est toujours de 22.

Les annonces de gros temps envoyées dans les ports ont été au nombre de 257, dont 198, soit 77 pour 100, ont été bonnes ou assez bonnes. Sept mauvais temps, d'ailleurs sans gravité, n'ont pas été prévus.

Dès 1879, j'appelais longuement votre attention sur l'intérêt qu'il y aurait à recevoir de New-York des dépêches faisant connaître les faits observés pendant la traversée par les navires venant d'Europe. Malgré nos persévérants efforts, diverses circonstances ont retardé la réalisation de ce vœu. Mais, depuis le 1er mars 1885, M. le général Hazen, Directeur du Signal Office, à Washington, nous envoie, chaque mois, une dizaine de dépêches relatant les faits remarquables observés à l'ouest du 42e degré, tels que glaces flottantes, navires abandonnés, tempêtes, direction du vent, dépressions barométriques. L'utilité de ces dépêches a été immédiatement appréciée. Elles sont demandées en communication par le Ministère de la Marine, par la Compagnie transatlantique et par les Chambres de commerce de Dunkerque et du Havre. Le Comité météorologique international réuni à Paris a reconnu, de son côté, leur haut intérêt. Malheureusement, les dépêches, par des raisons d'économie, ne sont pas quotidiennes, et l'incertitude où nous laisse trop souvent leur absence ne permet pas toujours d'utiliser complètement les avis précédents.

De même que certains appareils électriques employés sur les chemins de fer montrent, à chaque instant, sur un Tableau dressé dans le bureau du chef de gare, la situation exacte de tous les trains en marche sur la ligne entière, de même les dépêches américaines, si elles étaient quotidiennes, permettraient de connaître, chaque jour, la situation des calmes, des ouragans et des dépressions atmosphériques ; on pourrait alors suivre la marche de ces phénomènes, les voir, pour ainsi dire, naître, grandir ou s'éteindre sur l'immense surface des mers, s'éloigner ou s'avancer vers nous. Après quelques années d'observation, on arriverait certainement à prévoir l'heure exacte de leur arrivée sur nos côtes et leur influence sur notre régime continental. Je ne saurais assez appeler de nouveau l'attention sur l'utilité de compléter ce service des dépêches américaines et sur l'importance de leur étude la plus méthodique.

Climatologie. — Le service de la climatologie recevait régulièrement, en 1884,

les observations de 147 stations; ce nombre est de 152 en 1885, savoir : 12 observatoires, 84 écoles normales, 21 phares, 13 sémaphores et 22 stations diverses. Dans ces chiffres ne sont pas comprises les nombreuses stations organisées par les Commissions départementales et 1773 stations pluviométriques. Les observations simultanées transmises mensuellement aux États-Unis sont faites chaque jour dans 43 stations.

Les observatoires de Marseille, Nice, Perpignan, Mont-Ventoux et Nantes ont été visités par M. Moureaux.

Il a été comparé au Bureau, en 1885, 71 baromètres à mercure, 15 métalliques et 542 thermomètres. Il a été prêté 10 baromètres à mercure, 3 métalliques, 123 thermomètres, 9 psychromètres, 43 pluviomètres et 15 instruments divers, représentant une valeur de 4000^{fr} environ.

Météorologie générale. — Le Service a reçu des observations de 10 postes consulaires et de 15 stations coloniales. Il ne lui a été communiqué que 374 journaux de bord, au lieu de 411 en 1884. Il y a bien lieu d'espérer que la réorganisation récente des Bureaux de Marseille et de Bordeaux assurera la rentrée d'un plus grand nombre de ces intéressants documents. Il a été prêté à des commandants de navires 9 baromètres, 11 thermomètres et 8 instruments divers.

Les 24 médailles dues, comme les années précédentes, à la générosité de l'Association scientifique ont été données aux officiers qui ont envoyé les meilleures observations.

Observatoires. — Les observatoires régionaux n'ont pas cessé de fonctionner régulièrement. M. Renou continue, à Saint-Maur, ses observations d'une exactitude modèle; nous reviendrons, dans un instant, sur les études de magnétisme terrestre et d'électricité organisées dans cet établissement.

A Nantes, l'hygrométrie, la vitesse et la direction du vent sont l'objet d'une attention toute particulière. Les enregistreurs du magnétisme et de l'électricité sont régulièrement entretenus. Un résumé des observations est publié dans le *Bulletin* du Comice agricole de la Loire-Inférieure.

M. le Dr Fines, à Perpignan, continue, avec un soin et un succès dignes des plus grands éloges, à augmenter le nombre de ses instruments enregistreurs, dont le fonctionnement est des plus satisfaisants. L'électromètre et le magnétomètre fournissent, en particulier, des renseignements excellents. L'ensemble des observations de l'établissement est publié chaque mois, aux frais du département et de la ville de Perpignan, qui donnent ainsi un exemple qui ne saurait être assez applaudi.

L'observatoire du Puy de Dôme (1467^{m} d'altitude) n'a subi aucune modification. Plusieurs améliorations importantes y sont nécessaires.

Les bâtiments de l'observatoire du Pic du Midi (2859^{m}) ont reçu, en 1885, de nouvelles améliorations matérielles. L'emplacement destiné à recevoir les appareils magnétiques est préparé; il serait vivement à désirer que ces instruments puissent être régulièrement observés dans cette station élevée.

Les travaux de l'observatoire du mont Ventoux (1920^{m}) se continuent. Les observations, organisées provisoirement dans la partie déjà construite, se poursuivent régulièrement depuis plusieurs mois déjà. Le paratonnerre et les conducteurs de cette station sont dus à un généreux donateur, qui avait désiré garder l'anonyme. La mort, qui vient de l'enlever, nous permet malheureusement de nommer aujourd'hui M. Melsens, membre de l'Académie royale de Belgique. En associant à sa donation le nom de sa fille unique, morte à la fleur de l'âge, notre excellent ami avait voulu rappeler à la fois son enfant bien-aimée et son attachement pour la France, où, tout jeune encore, il avait étudié la Chimie dans le laboratoire de Dumas. La France, comme la Belgique elle-même, conservera le souvenir de ce savant éminent et de ce cœur parfait.

Les stations de Briançon (1298^{m}) et du Ballon de Servance (1216^{m}) envoient régulièrement leurs observations.

Grâce au zèle et au dévouement de notre Confrère M. Perrier, les fonds nécessaires à l'exécution de l'observatoire de l'Aigoual (1567^{m}) sont entièrement réunis. L'adjudication des travaux aura lieu cette année, et bientôt notre sixième observatoire des hautes régions pourra commencer à fonctionner.

Le Service météorologique algérien, sous la direction de M. Thévenet, se développe d'une manière satisfaisante. La colonie compte 35 stations ordinaires et 144 pour la pluie, non compris celles qui fournissent chaque jour les observations consignées au *Bulletin*. On espère étendre bientôt à la Tunisie notre réseau météorologique.

Parmi les observatoires particuliers, je dois, comme les années précédentes, mentionner celui de Saint-Martin-de-Hinx. Son fondateur, M. Carlier, continue à le diriger, sans aucune subvention, avec un zèle et un dévouement que l'on ne saurait trop louer. De tels exemples de généreuse initiative individuelle méritent d'être toujours cités. La Météorologie ne peut recevoir tous ses développements que par le concours libre et volontaire d'un grand nombre de savants répandus sur tous les points des départements. Ce mouvement de propagande scientifique s'accentue, du reste, chaque jour davantage; le nombre des observatoires augmente peu à peu et quelques stations d'une certaine importance ont été installées dans ces derniers temps.

Publications. Enseignement. — La collection des *Annales du Bureau central* comprenait, l'année dernière, 24 Volumes. L'impression des tomes I, III et IV de 1884 est terminée. La publication du tome II de 1883 et du tome II de 1884

n'a pas encore eu lieu. Ce double retard est dû à l'insuffisance des crédits et du nombre des employés.

La même cause n'a pas permis, je le constate avec le plus vif regret, de tenir à jour le dépouillement de tous les documents qui s'accumulent au Bureau. La collection si précieuse des courbes de l'électricité atmosphérique, enregistrée sans interruption depuis 1881, est malheureusement parmi les pièces non calculées. Je prie de la manière la plus pressante mon ami M. Mascart de prendre les mesures nécessaires pour arriver à faire terminer rapidement ce travail, d'autant plus important qu'il fournira une des séries les plus complètes qui existent.

Vous apprendrez, Messieurs, avec satisfaction, que l'impression du Volume de l'expédition du cap Horn, confié à M. Le Cannellier, est aujourd'hui terminée. L'auteur est d'autant plus digne d'éloges qu'il a dû, outre son travail, se charger de celui du regretté M. Payen.

Pendant l'année 1885, M. Mascart a fait à la Société des Amis des Sciences une remarquable Conférence sur la prévision du temps. M. Angot a été chargé, comme l'année précédente, de professer à la Sorbonne un Cours de 23 leçons sur la Météorologie. Ces enseignements oraux, comme les publications imprimées, concourent puissamment à répandre les connaissances générales relatives à la Physique du globe.

Bibliothèque. — Le Registre des entrées et le Catalogue à fiches de la Bibliothèque sont tenus parfaitement à jour. Il a été acquis 127 volumes ou brochures et il a été reçu 103 publications périodiques françaises ou étrangères. Les crédits disponibles ne permettent pas d'augmenter notre fonds aussi rapidement que cela serait nécessaire.

Commissions départementales. — Les Commissions départementales font encore défaut dans quelques départements. Nous devons prier M. le Ministre de l'Instruction publique d'inviter les préfets de ces départements à faire cesser un état de choses aussi contraire aux intérêts de la Science. Les Commissions départementales sont la base de tout service solidement organisé. En Amérique même, où le Signal Office jouit d'un budget presque illimité et dispose d'un personnel rétribué extrêmement nombreux, on a compris que l'État ne peut pas tout faire, et l'on organise des Commissions locales analogues à nos Commissions départementales. Si quelques Commissions sont encore incomplètement organisées, hâtons-nous d'ajouter que le zèle et l'activité de toutes les autres augmentent d'année en année.

Les observations des phénomènes périodiques pour 1885 ne sont pas encore entièrement arrivées, et nous ne pouvons, par conséquent, en donner le nombre

exact; mais l'accroissement de 1884 sur 1883 a été de 20 pour 100 environ, et j'espère que cette marche progressive ne fera que s'accentuer de plus en plus. Les observations des orages sont convenablement organisées dans 68 départements; 19 départements exigent encore un vigoureux effort. Le nombre des stations d'observations, qui était de 2382 en 1884, a été de 2406 en 1885. Les stations pluviométriques des départements ou des Ponts et Chaussées étaient, en 1885, au nombre de 1773, présentant une augmentation de 57 sur l'année précédente.

Des Bulletins mensuels sont publiés dans 17 départements et des Bulletins annuels dans 11 départements, soit 2 Bulletins de chaque catégorie de plus qu'en 1884.

Sur la proposition des Commissions départementales, il a été accordé, à titre d'encouragement aux observateurs, 5 médailles d'argent et 50 médailles de bronze.

Je suis heureux, Messieurs les Délégués, de vous remercier, au nom du Bureau, du succès de vos efforts persévérants et du résultat de vos travaux. Permettez-moi de faire, en même temps, un nouvel appel à votre zèle : augmentez le nombre des stations, celui des observateurs des phénomènes périodiques et des orages, faites un pressant appel aux Conseils généraux pour qu'ils accroissent vos ressources matérielles et multipliez autant que possible le nombre de vos Bulletins mensuels ou annuels.

Études du magnétisme terrestre. — Dès 1880, vous reconnaissiez avec moi, Messieurs, la nécessité d'imprimer une vive impulsion à l'étude du magnétisme terrestre, trop négligée depuis quelques années dans notre pays. Vous vous rappelez que les instruments enregistreurs et à lecture directe, imaginés par M. Mascart, ont donné les meilleurs résultats. Ils fonctionnent avec la plus grande régularité à Nantes, à Perpignan et dans quelques autres localités, comme ils l'avaient fait au cap Horn, dans des conditions si difficiles.

Depuis 1883, M. Mascart a organisé à Saint-Maur, sous sa direction immédiate, un service magnétique complet, confié à M. Moureaux. Le dépouillement des courbes des enregistreurs et tous les calculs sont effectués chaque jour. Les lectures directes ont lieu à 8^h du matin, 1^h et 6^h du soir. En 1885, on a fait 101 mesures absolues de déclinaison, 90 de composante horizontale et 77 d'inclinaison. Les observations de 1883 et de 1884 sont imprimées. De plus, M. Moureaux a consacré ses vacances à déterminer la valeur absolue des éléments magnétiques de 70 stations disséminées dans toutes les parties de la France. Grâce à ce travail, d'une grande exactitude, nous possédons enfin de bonnes Cartes magnétiques de notre pays; ces Cartes et le Mémoire qui les accompagne sont insérés dans le tome I des *Annales* de 1884, qui est déposé sur le bureau. Je

suis l'interprète du Directeur, du Bureau et du Conseil tout entier, en félicitant hautement M. Moureaux du zèle et des soins qu'il apporte aux travaux de magnétisme dont il est chargé.

Les perturbations magnétiques du 9 janvier et du 30 mars 1886 sont inscrites, à la fois, sur les enregistreurs de Lyon, de Nice, de Perpignan et de Saint-Maur; les photographies des courbes obtenues ont été présentées, par M. Mascart, à l'Académie, les 11 janvier et 5 avril. Ainsi que nous l'avait appris déjà la grande perturbation ressentie à la fois au cap Horn et en France, les mouvements magnétiques s'étendent à de vastes contrées du globe. Mais sont-elles absolument simultanées ou se transmettent-elles avec une énorme vitesse suivant une direction déterminée? Pour résoudre cette question, il faudrait que l'heure des horloges des différents observatoires fût rendue absolument identique, comme nous le demandons depuis longtemps.

J'espère que cette amélioration, facile à réaliser, ne se fera plus longtemps attendre.

Missions scientifiques. Congrès. — Les protectorats confiés à la France seront, je n'en doute pas, l'occasion d'études scientifiques dans ces contrées lointaines. Notre résident général au Tonkin, M. Paul Bert, membre de l'Institut, ne négligera pas d'organiser, dans ce pays, une mission scientifique importante. Nous prierons, de notre côté, M. le Ministre de l'Instruction publique d'insister auprès de M. de Freycinet pour charger un météorologiste spécial d'étudier le climat à peine connu des environs de la capitale de Madagascar.

Vous apprendrez enfin, avec plaisir, Messieurs, que le Comité permanent international de Météorologie, dont fait partie M. Mascart, a tenu à Paris, en septembre dernier, sa réunion annuelle et que la proposition de convoquer, en 1889, dans la capitale de la France, le prochain Congrès de Météorologie a été accueillie avec une sympathie du meilleur augure.

Je viens de présenter, Messieurs, le résumé de nos travaux de l'année. Permettez-moi, avant de nous séparer, de vous entretenir un instant de nouvelles études à entreprendre; car il convient, comme nous l'avons fait les années précédentes, de penser, longtemps à l'avance, au programme de nos recherches pour en préparer le succès à venir.

La mesure de la hauteur et de la vitesse des nuages d'une part, et, d'un autre côté, l'observation des mouvements du sol me paraissent les deux questions dont il importe le plus de nous préoccuper sans retard.

Les nuages, dans les conditions normales, sont de véritables ballons qui nous révèlent les mouvements des couches d'air qui les enveloppent. Leur examen attentif apportera à la prévision du temps et à la connaissance des grands mouvements de l'atmosphère les plus utiles indications.

La mesure de la hauteur des nuages, de la vitesse et de la direction de leurs déplacements présentait jusqu'à présent de grandes difficultés; mais, grâce aux travaux récents de M. Hildebrandsson, d'Upsal, les observations sont devenues assez faciles et d'une précision satisfaisante. Deux observateurs, placés aux extrémités d'une base de 1200^m à 1500^m et munis d'instruments propres à mesurer les angles, peuvent se mettre d'accord, en causant au téléphone, pour viser à la fois un même point du nuage. Connaissant la longueur de la base et les angles observés, il est facile de calculer la hauteur du nuage et l'espace qu'il parcourt dans une direction déterminée entre deux observations séparées par un temps connu.

Les collaborateurs de M. Hildebrandsson, dans leur premier travail, ont observé des nuages situés entre 800^m et 8000^m au-dessus de la surface de la Terre. Les vitesses, dans le sens vertical, n'ont jamais dépassé quelques mètres par seconde. Dans le sens horizontal, elles ont été comprises entre 15^m et 44^m par seconde, tandis que le vent à terre ne faisait que $4^m,30$ à $8^m,20$ par seconde.

Je ne saurais trop recommander aux météorologistes français ce genre d'études. Je crois que quelques jeunes savants s'en occupent déjà. Tous nos vœux encouragent leurs efforts. Je ne m'arrêterai pas davantage à cette question, afin de pouvoir dire encore quelques mots des observations des mouvements du sol, sur lesquels notre éminent Collègue M. d'Abbadie appelait votre attention dans une précédente séance.

La surface de la Terre éprouve deux sortes de mouvements : les uns sont plus ou moins violents, rapides, de courte durée, les autres sont très lents et ne peuvent être constatés que par des observations comparatives faites à de longs intervalles de temps.

Ces abaissements ou ces exhaussements très lents du sol ont été constatés sur les côtes, où le niveau moyen de la mer peut servir de terme de comparaison.

Ils ont été mesurés rigoureusement à l'aide de repères posés sur les côtes de Suède ; on a pu les constater dans un grand nombre de pays. En France, particulièrement, ils sont manifestes sur les côtes normandes, au mont Saint-Michel, à Régneville et ailleurs. A Caen, d'après feu M. Quenault, l'abaissement peut être évalué à 2^m par siècle ; dans d'autres localités, on s'accorde à estimer l'abaissement à $0^m,70$ par siècle, sans qu'il soit possible de le calculer rigoureusement.

Il importe grandement à la pratique et à la science de suivre attentivement ces mouvements du sol qui menacent d'une submersion plus ou moins prochaine de grandes étendues de côtes. Les commissions des départements maritimes rendront un immense service en faisant poser sur les rochers, d'accord avec la Marine, les Ponts et Chaussées et le Bureau météorologique, des repères fixes que l'on comparera annuellement au niveau moyen de la mer, dont les variations sont

beaucoup plus lentes et que l'on détermine facilement par les marégraphes et les échelles à lecture directe.

Il est infiniment probable que ces mouvements lents d'affaissement ou de relèvement ne sont point limités aux côtes et qu'ils s'étendent à l'intérieur des continents. Il conviendra donc de relier périodiquement les repères du littoral aux repères du nivellement général de la France. Il appartient à M. le Ministre de l'Instruction publique de prendre, auprès de ses Collègues, l'initiative de cette série d'observations.

Mais ces études d'ensemble, qui exigent le concours de plusieurs administrations publiques, ne sont pas les seules à entreprendre. Les journaux ont cité une cheminée d'usine, dont le sommet, protégé par la crête d'un coteau voisin, n'était pas directement éclairé par le soleil pendant certains mois de l'hiver et qui, à la suite de vibrations du sol, a pu recevoir les rayons du jour. Si l'observation est exacte, la cheminée s'est élevée ou le coteau s'est abaissé. Il serait du plus grand intérêt de constater des faits de ce genre. Dans les pays accidentés, à gorges escarpées, il est facile d'observer, au même jour et à la même heure, d'année en année, la position de l'ombre portée par un rocher ou par un édifice. Le déplacement de la ligne de séparation d'ombre et de lumière témoignerait d'un mouvement relatif de l'objet qui porte l'ombre et de celui qui la reçoit. Ces recherches sont dignes, au plus haut degré, de fixer l'attention des Commissions météorologiques et de leurs nombreux correspondants.

L'opinion publique a été vivement émue, dans ces derniers temps, par les grands tremblements de terre, et les détails des catastrophes récentes du Krakatoa, d'Ischia et d'une partie de l'Espagne sont trop présents à votre mémoire pour qu'il soit utile de vous en entretenir ; mais, indépendamment de ces effroyables catastrophes, la surface du sol est presque toujours agitée. De 1865 à 1873, les journaux ont enregistré près de 1200 tremblements de terre. Les Catalogues de M. Perrey en comprennent près de 6000.

L'ébranlement causé en un point du globe s'affaiblit d'ailleurs rapidement en s'éloignant de son point d'origine ; le mouvement, ou le bruit, échappe bientôt à nos sens, mais l'onde vibratoire ne s'arrête pas, et une oreille assez fine entendrait les ébranlements les plus lointains. Dès à présent, les instruments délicats dénotent l'existence de mouvements presque continus dont ne nous avertissent aucun de nos organes.

Les tremblements de terre, si terribles qu'ils soient, ne modifient pas les formes géométriques générales du sphéroïde terrestre, mais chacun d'eux imprime à la surface de la Terre une ride de plus qui marque l'âge et la vieillesse croissante de notre antique planète. Les moindres frémissements, ces frissons, pour ainsi dire, qui parcourent l'organisme du monde nous rappellent eux-mêmes et la fragilité du globe et l'instabilité de tout ce qui existe ou vit à sa surface.

Je le répète, la Terre cesse rarement de vibrer. Au moment où je parle, des ébranlements, peut-être assez violents, se propagent sous cette salle, à travers le sol de Paris. Le puits aérien de Passy en a fourni une preuve certaine. Lorsqu'il a été foré, il y a vingt-cinq ans, avant que son régime fût établi, il fournissait tantôt des eaux claires, tantôt des eaux mêlées de sable. J'ai dosé, chaque jour, la proportion de ces troubles et, quelques mois après, je constatais que chaque tremblement de terre signalé en Suisse, en Grèce, en Espagne, à Naples ou ailleurs, correspondait à un accroissement brusque des sables détachés des parois de la chambre inférieure du puits et ramenés à la surface par l'eau jaillissante.

L'étude des vibrations du sol est suivie, à l'aide d'instruments spéciaux, en Suisse, en Italie et au Japon ; jusqu'à présent, peu de savants français se sont occupés de ce genre de recherches. Je ne crois pas possible que notre service météorologique néglige plus longtemps une question si grave et si intéressante. Le Bureau s'en préoccupe déjà et j'appelle sur elle l'attention particulière de tous ceux qui se dévouent à l'étude de la Physique du globe.

Chargé par l'Académie des Sciences de se rendre en Espagne pour y étudier les derniers tremblements de terre, M. Fouqué a réussi à donner à l'observation des vibrations du sol une précision remarquable. Plusieurs savants étrangers avaient cherché déjà à déterminer la position exacte du centre d'ébranlement. La méthode la plus sûre pour obtenir cette détermination paraît fondée sur la connaissance du temps écoulé entre l'arrivée du son précurseur et celui de la secousse. Mais quelle est la vitesse de propagation de l'ébranlement à travers le sol ?

M. Fouqué est parvenu, par un moyen fort ingénieux, à déterminer cette vitesse. L'image d'un point lumineux paraît parfaitement fixe quand on l'observe à la surface d'un bain de mercure posé sur un sol immobile, mais le moindre ébranlement de la terre imprime au mercure un mouvement qui déforme et fait osciller l'image si nette auparavant. En se plaçant à une grande distance d'un point où l'on peut déterminer la chute d'un poids considérable, il suffit de noter l'instant où l'on entend le choc se produire et celui où le mercure remue pour obtenir les éléments du calcul de la vitesse de transmission. En opérant ainsi, M. Fouqué a déjà reconnu que la vitesse de propagation de l'ébranlement du sol peut atteindre 1200^{m} par seconde dans le grès permien des environs du Creuzot et se réduire à 350^{m} dans les sables de Fontainebleau.

Pour éviter toute erreur personnelle, M. Fouqué a transformé l'appareil précédent en un véritable enregistreur photographique qui donne l'instant précis de chaque ébranlement du sol. En plaçant des appareils de M. Fouqué dans différents observatoires et en les reliant par des fils électriques à des sismographes ordinaires, chargés seulement de déclencher le mouvement des plaques photo-

graphiques, on aurait exactement le temps écoulé entre le choc éprouvé par le sismographe ordinaire et l'arrivée de l'ébranlement au bain de mercure dont la lumière enregistre les moindres mouvements.

L'étendue déjà trop grande de ce Rapport ne me permet pas d'expliquer, avec détails, l'appareil de M. Fouqué, mais ce qui précède suffit pour faire comprendre les éléments nouveaux et précis qu'il doit apporter à l'étude des mouvements brusques du sol.

L'Auvergne, la Provence, l'Algérie, et quelques autres parties de la France ressentent assez fréquemment des secousses, heureusement assez faibles. La région que nous habitons appartient, au contraire, aux contrées les plus stables du globe ; les mouvements partis des centres d'ébranlement s'entre-croisent au-dessous de la surface, ils échappent à notre attention et ne sont appréciables qu'à l'aide d'instruments très sensibles.

Nous n'en sommes que mieux placés pour entreprendre, avec calme, les observations. Mettons-nous donc à l'œuvre, n'attendons pas davantage ! La France semble placée pour former une sorte de station centrale des phénomènes sismiques ; elle recevra l'écho affaibli des tremblements de terre les plus éloignés, elle en transmettra l'avis aux savants occupés des mêmes recherches. Ils échangeront, à leur tour, avec elle leurs observations, comme on le fait aujourd'hui pour le baromètre ou le thermomètre. Ces études nouvelles permettront certainement de découvrir les lois, si complètement ignorées aujourd'hui, des tremblements de terre. Peut-être un jour sera-t-il possible de les annoncer à l'avance et de se mettre en garde contre leurs ravages.

Vous le voyez, Messieurs, le cadre de nos travaux grandit chaque jour comme la Science elle-même. Le passé garantit l'avenir. J'affirme, à l'avance, que votre zèle et vos efforts seront toujours à la hauteur de votre tâche.

RÉSUMÉ DES ORAGES EN FRANCE

ET

DE L'ÉTAT DE L'ATMOSPHÈRE PENDANT L'ANNÉE 1884;

PAR M. FRON.

Introduction.

L'étude des orages en France est fondée principalement sur l'analyse des documents fournis par les Commissions départementales. On a utilisé aussi les observations faites dans les Écoles normales et dans les stations pluviométriques. A cet ensemble de données est venue se joindre la collection de plus en plus importante des documents recueillis par l'Administration des Forêts, ce qui a permis de compléter les renseignements dans un grand nombre de régions.

Une première série de Planches (A_1 à A_{14}) contient l'indication de toutes les journées orageuses; les points marqués limitent les zones où l'orage a éclaté, les lignes horaires permettent de suivre la propagation du météore. Les grêles sans dégâts sont figurées par des hachures simples, et s'il y a des dégâts les hachures sont croisées. De plus, on a indiqué, à l'aide de flèches et de pennes variant de 0 à 6, la direction et la force du vent dominant à 7^h du matin sur les quatre grandes régions de la Manche, de la Bretagne, de l'Océan et de la Méditerranée. A la suite, se trouvent les Planches A_{15} à A_{20}, dans lesquelles on a étudié avec détails et sur une plus grande échelle la propagation des principaux orages.

Dans la description générale, nous avons réuni en groupes naturels les journées orageuses qui correspondent à des situations atmosphériques analogues.

Janvier 1884.

Ce mois présente une seule période remarquable d'orages, c'est celle qui dure du 24 au 31 janvier et correspond à une phase extrêmement troublée sur l'Europe occidentale. Des tempêtes désastreuses sévissent sur les îles Britanniques, la France, les pays du Nord, et la disposition des isobares peut être considérée comme caractéristique. Cette disposition est la suivante.

L'aire des fortes pressions de l'Atlantique, dont le maximum est le 21 vers Rochefort (780^{mm}), est refoulée peu à peu vers le sud-ouest de l'Europe où elle s'étend jusque vers Madère. En même temps, les basses pressions nous envahissent par le Nord-Ouest, d'abord lentement, puis des baisses brusques sont amenées par le passage de cyclones violents dont les trajectoires passent au nord des îles Britanniques. Chacun de ces cyclones est accompagné d'orages dans la portion antérieure, celle où la baisse du baromètre est rapide, et dans la région transverse, celle du minimum barométrique; et, comme ces cyclones se succèdent rapidement, les orages éclatent presque chaque jour. Les deux jours les plus remarquables sont le 26 et le 27 janvier : on sait que dans la nuit une violente tempête a sévi sur toutes les côtes de France.

Le nombre des journées orageuses de ce mois est de 8, et 60 départements ont été atteints.

Février 1884.

Première période, du 1er *au* 2. — Les mauvais temps par Sud-Ouest, signalés à la fin de janvier, continuent encore les deux premiers jours de février. Les minima barométriques nous envahissent de plus en plus par le Nord, tandis que les maxima sont refoulés vers Funchal et l'Algérie.

Le 1er février, une dépression bien marquée a son centre vers Valentia, elle se dirige vers Bruxelles. Son passage est accompagné de tempêtes sur le littoral et de nombreux orages qui s'étendent aux côtes et à l'intérieur de la France. Des grêles et des chutes de foudre sont signalées. Le 2, les vents ont faibli, les orages sont devenus rares.

Deuxième période, du 8 *au* 14. — Cette période est caractérisée par des vents du Sud et un temps chaud. Les orages sont peu nombreux et sont signalés seulement le 8 dans l'Est, le 11 vers le Pas-de-Calais et le 14 dans le Sud-Ouest.

Troisième période, du 19 *au* 26. — Les vents soufflent d'abord du Sud-Est, puis tournent vers Sud-Sud-Ouest; la température est encore élevée. Les orages sont

signalés le 19, le 22; ils prennent de l'importance le 23 dans l'Est et le Sud-Ouest, sous l'influence d'une dépression qui passe sur les îles Britanniques; le 24 et le 25, ils deviennent très nombreux dans tout le nord et le centre de la France, puis diminuent le 26.

En somme, les orages sont signalés seulement pendant les périodes de vents d'entre Sud et Ouest; les périodes de vents d'Est sont indemnes. Le nombre des journées orageuses a été de 12, et 65 départements ont été atteints.

Mars 1884.

Le mois de mars est, comme le précédent, chaud, peu pluvieux et peu orageux.

Première période, du 1er *au* 19. — Des vents faibles, généralement des régions Sud, règnent du 1er au 19; les orages sont rares et ne se produisent que sous l'action de dépressions secondaires formées dans le nord de la France.

Deuxième période, du 20 *au* 24. — A partir du 20, les vents tournent vers l'Ouest et le Nord, sous l'action de dépressions passant au nord de l'Écosse. Les orages sont assez nombreux le 20 et le 21, surtout dans l'est de la France où se fait lentement la rotation du vent du Sud vers l'Ouest.

Troisième période, du 25 *au* 31. — Enfin, la rotation directe continuant, les vents se fixent à l'Est, pour revenir au Sud le 31. Quelques orages sans importance sont signalés seulement à cette dernière date.

Pendant ce mois, il y a eu 12 journées d'orages et 39 départements ont été atteints.

Avril 1884.

En avril 1884, la pression barométrique est presque constamment inférieure à la normale. Ce mois est froid et très orageux.

Première période, du 1er *au* 8. — Des vents chauds du Sud dominent en France; les basses pressions séjournent dans nos parages et vers les îles Britanniques.

Plusieurs dépressions importantes passent, du 1er au 3, vers nos côtes, et les orages sont nombreux. Ils sont signalés le 1er dans toute la région Est, le 2 sur

le Centre et le Nord; enfin, le 3, sur tout le territoire. Le 4, les manifestations électriques diminuent, mais elles reprennent les 5 et 6, pour diminuer d'importance les 7 et 8. Quelques dégâts sont causés dans les départements du Centre.

Deuxième période, du 9 *au* 17. — Des vents de Nord-Est, assez forts parfois et un peu froids, dominent; les ondées sont fréquentes. Les orages sont rares éclatent seulement dans la moitié Est de la France. Les journées les plus remarquables sont celles du 9 au 10 et du 17. Quelques grêles avec dégâts sont signalées dans le Nord-Est.

Troisième période, du 18 *au* 26. — Les vents soufflent encore du Nord-Est, mais ils sont faibles et accompagnés d'un froid assez rigoureux. Les basses pressions occupent le centre et le sud du continent. Les orages sont encore rares et éclatent seulement dans le sud de la France.

Quatrième période, du 27 *au* 30. — Les vents sont faibles et variables, de fortes pressions s'établissent vers l'Espagne, et une bourrasque a son centre, le 28, entre Brest et Cherbourg; elle est le 29 vers Perpignan et le 30 en Corse. Son passage est accompagné de nombreux orages qui commencent le 27 dans le Nord-Ouest, s'étendent le 28 sur le Nord-Ouest et le Sud, le 29 sur tout le territoire, puis se concentrent le 30 dans toute la moitié orientale de la France.

Le nombre des jours d'orages a été de 27, et 327 départements ont été atteints.

Mai 1884.

Ce mois est un peu chaud, peu pluvieux, clair, avec pression atmosphérique de beaucoup supérieure à la normale. Les vents d'Ouest, puis du Sud dominent pendant la première moitié du mois; les vents du Nord, puis de l'Est, pendant la seconde. De là, quatre périodes à distinguer.

Première période, du 1er *au* 7. — Les vents soufflent généralement de l'Ouest; le temps est pluvieux, froid, aussi les orages sont rares. Ils se développent surtout le 5 et le 6 mai, sous l'action d'une dépression assez éloignée passant sur la mer du Nord. Des grêles et des chutes de foudre avec dégâts sont signalées le 5.

Deuxième période, du 8 *au* 17. — Les vents sont faibles d'entre Sud et Ouest, et la température, d'abord basse, s'élève rapidement jusqu'au 12, où elle atteint à Paris un maximum de 29°. Les orages sont nombreux les 11, 12 et 13, par gra-

dients très faibles; puis la température s'abaisse, les orages éclatent très disséminés sur tout le territoire et leur nombre a beaucoup diminué.

Troisième période, du 18 *au* 21. — Les vents ont tourné au Nord sous l'action d'une dépression qui se montre le 18 en Espagne, et traverse la France en se dirigeant vers les Pays-Bas. Avant le passage du centre, c'est-à-dire dans le front de la dépression, les orages sont très nombreux les 18, 19, et éclatent surtout à droite de la trajectoire. Après le passage du centre, c'est-à-dire les 20 et 21, le baromètre monte rapidement et les orages cessent presque complètement.

Quatrième période, du 22 *au* 31. — Le baromètre est haut et les vents d'Est dominent pendant cette période. La température, d'abord basse, monte rapidement; les orages se développent de plus en plus et couvrent tout le territoire, le 24 et le 25. Du 27 au 30, ils éclatent seulement près des côtes Ouest et Sud, et le 31 occupent l'est de la France.

En résumé, tous les jours de mai, sauf un seul, le 8, ont présenté des orages, et le nombre des départements atteints a été de 644.

Juin 1884.

Le mois de juin est froid, peu pluvieux, avec pression atmosphérique supérieure à la normale. Il offre une première période de vents froids, variables; une seconde de vents d'Ouest, puis une longue période de vents du Nord jusqu'au 25; enfin, des brises chaudes dominent à la fin du mois. Les orages éclatent encore presque chaque jour, mais sont moins intenses qu'en mai et juillet.

Première période, du 1er *au* 3. — Le temps est froid, le vent faible, variable; les orages sont relativement peu nombreux et occupent une étendue peu considérable. Le 2, cependant, ils sont signalés sur 35 départements; la France se trouve, ce jour, dans la portion antérieure d'une dépression venue d'Irlande et qui se dirige vers Paris.

Deuxième période, du 4 *au* 9. — Les vents d'Ouest dominent, la température est encore basse; les orages, peu nombreux, se développent principalement dans l'Est et le Nord.

Troisième période, du 10 *au* 25. — Le temps est encore froid et le vent faible des régions Nord. La température, très basse le 10, se relève et dépasse la nor-

male les 13 et 14; ces deux jours, les orages éclatent sur tout le territoire, sauf dans le Nord. Le 15, la température baisse de nouveau, puis le temps reste très froid jusqu'au 22; les orages sont très rares et disséminés; ils reprennent enfin du 22 au 24 et, ce dernier jour, présentent une grande intensité.

Quatrième période, du 26 *au* 30. — Le vent est faible, la température se relève enfin au-dessus de la normale, mais les orages sont encore rares; toutefois, ils sont signalés le 28 dans 11 départements.

En résumé, juin a présenté 29 jours d'orages, qui ont atteint seulement 439 départements.

Juillet 1884.

Ce mois est chaud, peu pluvieux et offre une pression plus élevée que la normale. Le vent, presque toujours faible, a soufflé généralement du Sud pendant la première quinzaine, et des régions Ouest pendant la seconde. Les orages reprennent leur intensité ordinaire à cette époque de l'année.

Première période, du 1er *au* 16. — Les deux premiers jours présentent le caractère de juin : le temps est sec, les orages peu nombreux, puis les vents se fixent au Sud; la température devient très élevée le 3; les orages sont nombreux les 3, 4 et 5, ils s'étendent sur presque tout le territoire. Une accalmie relative de deux jours a lieu les 6 et 7, puis la température remonte de nouveau et les orages deviennent très nombreux les 8, 9 et 10, sous l'influence d'une dépression qui aborde l'Irlande. Le 11, on signale quelques manifestations électriques disséminées, puis les orages reprennent le 12 dans le Nord, le 13 sur toutes les régions, sauf dans l'Est, le 14 et le 15 dans le Centre et l'Est, enfin le 16 sur toute la France. Des chutes de foudre et des grêles avec dégâts ont été constatées sur un grand nombre de points.

Deuxième période, du 17 *au* 31. — Pendant le reste du mois, le vent dominant est l'Ouest. Le temps devient froid; les orages sont peu nombreux, sauf pendant une courte période de réchauffement, qui dure du 24 au 25, et est amenée par une dépression venue d'Angleterre et se dirigeant vers le Havre, où elle arrive le 25. Les orages sont nombreux le 23 au soir, surtout dans le nord et le nord-est de la France ; ils continuent dans l'est et le sud le 24 et le 25, puis reprennent le 27 dans le centre.

En somme, le mois de juillet présente 30 journées d'orages et 954 départements ont été atteints.

Août 1884.

Le mois d'août est chaud, pluvieux, avec pression barométrique supérieure à la normale. Il présente une période chaude du 1er au 14, suivie d'un faible refroidissement du 15 au 21, une nouvelle période chaude du 22 au 24, enfin un temps froid et pluvieux du 25 au 31.

Première période, du 1er *au* 14. — La température s'élève les trois premiers jours, et les orages, peu nombreux le 1er, augmentent jusqu'au 3; à partir du 4, ils se développent : le 5, dans le sud-est de la France; le 6, dans le sud-est et le centre; le 8, sur tout le territoire. Après une accalmie relative le 9, ils reprennent du 10 au 12 et le 14. Pendant ce temps, la pression reste relativement élevée en France, et le développement de ces météores a lieu dans une aire anticyclonique ou bien au sud de cette aire.

Deuxième période, du 15 *au* 20. — Les vents sont faibles d'entre Est et Sud. Du 15 au 16, une aire anticyclonique couvre encore la France, les orages sont peu nombreux. Du 17 au 19, cette aire est refoulée vers l'Est, de basses pressions arrivent lentement par les côtes de l'Océan, et les orages se développent d'abord dans l'ouest, puis dans l'est de la France.

Troisième période, du 21 *au* 24. — La pression est toujours élevée; les orages sont peu nombreux, quoique le temps reste chaud.

Quatrième période, du 25 *au* 31. — Le temps est encore chaud le 25 et des orages nombreux éclatent sous l'action d'un minimum qui se trouve dans le golfe de Gascogne. Le lendemain 26, le minimum a passé à l'est de la France, les vents tournent au Nord et les orages se développent seulement dans nos provinces de l'Est. Puis, du 27 au 31, un refroidissement notable a lieu et les orages disparaissent presque complètement.

En résumé, les orages ont éclaté tous les jours de ce mois, et ont sévi sur 933 départements. Quelques-uns ont produit des dégâts considérables dus à des grêles ou à des chutes de foudre.

Septembre 1884.

Ce mois est chaud, peu pluvieux, avec pression barométrique élevée.

Première période, du 1er *au* 9. — Les vents varient de Sud à Ouest et Nord; la température, d'abord très haute, diminue rapidement; les orages éclatent sur-

tout les 2, 3 et 4, sous l'influence d'une dépression importante qui passe le 4 sur le nord de la France. Avant l'arrivée de cette dépression, des orages précurseurs éclatent le 1er dans l'Est, le 2 dans l'Est, le Centre, le Sud, et enfin le 3 sur tout le territoire. Le 4, les vents ont tourné vers le Nord en Bretagne, et ces météores sont constatés seulement dans l'est et le sud-est de la France ; leur nombre diminue rapidement jusqu'au 9, où quelques éclairs isolés sont signalés.

Deuxième période, du 10 *au* 20. — Le vent des régions Est domine; la température est basse les deux premiers jours, puis augmente graduellement, pour redescendre vers la normale. Les orages sont généralement rares et disséminés. Ils sont nombreux les 10 et 11 dans l'Est et le Sud-Est, sous l'influence des basses pressions de la Méditerranée.

Troisième période, du 21 *au* 30. — A partir du 21, un changement de temps a lieu, le vent tourne vers le Sud, et une dépression s'approche de l'Irlande. La France, le 21, se trouve située dans la portion Sud-Est de la région antérieure, et les orages sont nombreux, surtout dans les régions Est et Sud. Le 22, ils éclatent encore dans l'Est, puis le baromètre remonte rapidement et les manifestations électriques deviennent rares et isolées.

On a constaté cependant encore dans ce mois 29 jours d'orages, ayant sévi sur 44 départements.

Octobre 1884.

Ce mois est froid, peu pluvieux, avec pression barométrique élevée. Les manifestations électriques doivent donc diminuer rapidement.

Première période, du 1er *au* 13. — Les vents du Nord dominent à partir du 2; aussi les orages, qui, le 1er, atteignent encore 10 départements de l'Est ou du Sud-Est, cessent presque complètement les jours suivants ; le baromètre devient très élevé le 5 (aucun orage signalé), il baisse ensuite rapidement et une dépression se montre au nord des îles Britanniques et se dirige du Nord-Ouest au Sud-Est vers la France, qu'elle atteint le 10. Les orages, rares du 6 au 8, reprennent le 9 dans le Nord, sont nombreux le 10, puis diminuent encore rapidement.

Deuxième période, du 14 *au* 31. — Le baromètre est extrêmement élevé jusqu'au 24, puis reste haut jusqu'au 30. Le froid domine, les orages deviennent de plus en plus rares, puis se réduisent à quelques éclairs observés au loin.

Il n'y a que 13 jours d'orages dans ce mois et 60 départements signalent encore des manifestations électriques.

Novembre 1884.

Dans ce mois, les fortes pressions avec froid rigoureux dominent encore et il n'y a à signaler comme importants que quelques orages : le 11 en Gascogne par vents de Nord-Est, et le 29 vers les côtes de la Manche par vents de Nord. Le total a été de 9 jours d'orage ayant sévi sur 22 départements.

Décembre 1884.

Ce mois contraste avec les précédents : il est chaud, avec baromètre au-dessous de la moyenne; les orages sont relativement nombreux, mais les divers groupes se rapportent tous à des dépressions importantes. Aussi peuvent-ils être indiqués d'avance en considérant seulement la courbe barométrique de Paris. Celle-ci présente six minima : du 4 au 5, le 9, le 11, le 16, puis un grand minimum qui a lieu du 17 au 21, enfin un dernier le 29. Tous ces minima correspondent à des journées orageuses. Il est cependant deux jours, les 27 et 28, dont les orages ne correspondent pas à un minimum à Paris. Mais cela tient à ce que la dépression a affecté seulement la Méditerranée, et la courbe de Perpignan l'indique nettement.

Ces orages d'hiver éclatent le plus souvent en des points disséminés; leur ensemble ne couvre pas une grande étendue, sauf ceux qui correspondent à une tempête intense. Tels sont ceux des 19 et 20 décembre qui ont accompagné une des tempêtes les plus violentes de l'année, dont le centre a traversé l'Angleterre et la mer du Nord. Quant aux orages des 27 et 28, ils sont dus à une dépression qui, venue de Gibraltar, se trouvait le 28 dans le golfe du Lion.

En résumé, ce mois a offert 14 journées d'orages, et il y a eu 83 départements atteints.

TEXTE DES CARTES DES PRINCIPAUX ORAGES DE 1884.

Orages du 18 mai 1884. (*Voir* la Carte A_{15}.)

Des orages ont éclaté le 18 mai, sur une notable partie du territoire français, à deux reprises, et forment deux groupes bien distincts.

Dans le premier groupe, l'orage éclate vers 1^h du soir dans le département de Saône-et-Loire, où paraît se trouver le centre des manifestations orageuses, et s'étend, d'un côté, à l'Est vers le Jura et la Savoie, et, de l'autre, à l'Ouest vers l'Allier et le Puy-de-Dôme. Il marche d'une manière régulière vers le Nord, et disparaît vers 11^h du soir dans les Ardennes, aux environs de Mézières, après avoir embrassé tout l'est et le nord-est de la France, c'est-à-dire toute la Bourgogne, la Franche-Comté, la Lorraine, la Champagne, et s'être même étendu dans le centre en couvrant le Berry et le département de la Creuse.

Quoique ayant sévi sur une grande partie du territoire, cet orage n'a pas produit de dégâts considérables. Ainsi, la grêle, qui est tombée dans un grand nombre de départements, entre autres l'Allier, le Puy-de-Dôme, l'Indre, la Nièvre, la Côte-d'Or, la Haute-Marne, l'Aube, la Marne et les Ardennes, n'a causé de dégâts que dans le département de l'Allier, à l'ouest de Moulins, sur les confins du Cher. Les manifestations électriques ont été plus rares encore et n'ont été signalées que dans les départements de la Côte-d'Or, de l'Aube, de la Marne, des Ardennes (formant ainsi un chaînon dont la direction est identique à celle de l'orage) et dans le Puy-de-Dôme, l'Allier et le Cher. Dans ces derniers départements elles ont été fréquentes : à Néris, un homme est tué, une femme et un enfant renversés; à Montluçon, Maillet, la foudre frappe des maisons qu'elle incendie. Quelques dommages insignifiants ont été signalés, notamment à Teillet (Puy-de-Dôme) et à Montdieu (Ardennes), où la foudre a brisé des chênes.

Comme nous l'avons dit précédemment, la direction générale et principale de l'orage est dirigée du Sud vers le Nord. Toutefois elle varie un peu sur les côtés; en Savoie, l'orage marche du Sud vers le Nord-Est; en Auvergne et dans le Berry, du Sud vers le Nord-Ouest.

Le second mouvement orageux du 18 mai n'a pas l'importance du précédent; il se produit plus tard et embrasse une région beaucoup plus restreinte.

Il prend naissance vers 4^h du soir dans la vallée supérieure de l'Adour, vers

la frontière d'Espagne, se dirige vers le Nord-Est, puis se redresse au Nord et vient mourir dans cette direction, à 8h du soir, sur les bords de la Garonne, entre Agen et Montauban.

Les seuls départements atteints sont les Hautes-Pyrénées, le Gers et les hautes vallées de la Garonne. Pas de dommages occasionnés.

Indépendamment de ces deux groupes, il convient aussi de noter un orage qui a éclaté vers 5h du soir, dans le département de Tarn-et-Garonne, entre Montauban et Cahors, et a affecté le territoire de plusieurs cantons. Pendant cet orage, dont la direction paraissait être de l'Est à l'Ouest, il y a eu chute de grêle sans dégâts.

Cartes fournies par les Commissions départementales.

Allier	MM. Doumet-Adanson, Président de la Commission.
Aube	Saillard, Président de la Commission.
Garonne (Haute-)	Salles, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Marne (Haute-)	Carlier, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Nièvre	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Pyrénées-Orientales	Le Dr Fines, Président de la Commission.

Orages du 5 juillet 1884 au matin.

(*Voir* la Carte A_{16}.)

Le 5 juillet, au matin, des orages ont éclaté dans l'ouest et le nord de la France, en formant deux groupes de premier ordre.

Le premier orage commence dans la Vendée à 1h du matin, suivant une ligne inclinée de l'Ouest-Nord-Ouest à l'Est-Sud-Est, se dirige d'abord vers le Nord-Est, puis à l'Est ; il conserve cette direction jusque vers 11h du matin et s'éteint dans le Loiret et le Cher. Il s'est étendu, au Nord, jusqu'en Normandie (département de l'Orne) et, au Sud, jusque dans le département de la Haute-Vienne.

Les dégâts causés par cet orage ne répondent pas à ses dimensions territoriales, les chutes de grêle ont été peu fréquentes et n'ont eu lieu que dans les départements de la Haute-Vienne, de la Creuse et du Cher ; pourtant, dans ce dernier département, elles ont occasionné à Morlac des pertes assez importantes.

Quant aux chutes de foudre, elles ont aussi été très rares : à Souvigné, dans les Deux-Sèvres, trois chênes ont été brisés ; à Aubigny, dans le Cher, la foudre a détruit une maison ; à Ouzouer, dans le même département, quelques dégâts insignifiants ont été produits ; enfin, à Urçay, dans l'Allier, la foudre a tué une chèvre.

Le deuxième orage commence vers 9h du matin près de Beauvais ; il se développe en éventail, la trajectoire du centre se dirige vers le Nord, tandis que sur

les côtés elle s'écarte vers le Nord-Ouest et le Nord-Est. L'orage se termine à midi, à l'Ouest vers la Seine-Inférieure ; au Nord vers le Pas-de-Calais ; au Nord-Est et à l'Est vers Laon et le département de la Marne. Pas de chute de foudre ni de grêle.

Indépendamment de ces deux groupes, il s'en est formé trois autres d'importance secondaire.

L'un prend naissance, vers 2^h du matin, dans le département de la Côte-d'Or, se propage vers le Nord-Est et se termine, à 4^h du matin, dans le Doubs, la Haute-Saône et la Haute-Marne.

Le deuxième commence à 10^h du matin dans le Jura, parallèlement à cette chaîne ; sa direction médiane est le Nord-Nord-Ouest ; il prend fin, d'un côté, vers Belfort et, de l'autre, vers Saône-et-Loire.

Le troisième groupe commence dans les Vosges, vers les sources de la Moselle ; il dure seulement de 10^h à $10^h 30^m$ du matin.

Le dernier seul donne naissance à une chute de grêle, du côté de Saint-Dié, laquelle ne cause aucun dégât.

Enfin, vers 11^h du matin, un orage local est signalé dans les Pyrénées-Orientales.

Orages du 5 juillet au soir.

(*Voir* la Carte A_{17}.)

La journée du 5 juillet est une des plus intéressantes. Après les groupes du matin que nous venons d'étudier, il reste à analyser ceux du soir qui présentent un caractère encore plus remarquable d'intensité.

Tout d'abord, un mouvement important éclate à 1^h du soir aux environs de Châteauroux, se propage vers le Nord-Est, en embrassant les départements du Loiret, du Cher, de la Nièvre, de l'Allier, de l'Yonne, de la Côte-d'Or, de Saône-et-Loire, de l'Ain, du Jura, de la Haute-Marne, de l'Aube et de la Marne ; il se termine, d'un côté, à 9^h, vers Chaumont et, de l'autre, à 10^h, vers Besançon, Genève et Annecy.

Pendant toute la durée de cet orage, les manifestations électriques et les chutes de grêle se sont produites à plusieurs reprises en causant des dégâts. Dans l'Allier, la foudre asphyxie des bestiaux, incendie des moulins, des granges, et paralyse une paysanne à Cheberne, commune de Chamblet. A Urzy (Nièvre), vers 3^h du soir, la foudre a brisé un chêne ; dans le Doubs, elle renverse des poteaux télégraphiques ; à Châteauvillain, dans la Haute-Marne, la grêle a causé de nombreux dégâts aux vignes et aux blés : la perte est évaluée à 40000^{fr}. A Saint-Nicolas-les-Citeaux, près de Nuits, la foudre a brisé vingt chênes.

Un autre mouvement orageux apparaît vers 2^h du soir, suivant une ligne pas-

sant par Châlons-sur-Marne, Bar-le-Duc, Épinal et Belfort; l'orage s'étend progressivement et parallèlement à cette ligne vers le Nord-Est, arrive à la frontière vers 6^h, aux environs de Mézières, tandis que, d'un autre côté, il se trouve près de Metz à 4^h du soir.

Comme pour le précédent orage, la grêle est tombée en plusieurs endroits, notamment près de Châlons, Verdun, Mézières et Saint-Dié. Des chutes de foudre ont été signalées à Bar-le-Duc à 1^h30^m du soir, brisant des poteaux télégraphiques, et à Gérardmer (Vosges), où une maison a été incendiée.

Un troisième mouvement orageux prend naissance à 3^h du soir près de l'embouchure de la Seine, où il débute par une chute de grêle accompagnée de pluie, se dirige au Nord-Nord-Est, vers l'embouchure de la Somme et le Pas-de-Calais, en s'étendant à l'Est jusque vers Laon et les Ardennes.

De nombreuses chutes de grêle ont été signalées dans le département de la Somme, mais n'ont occasionné aucun dommage. Au commencement de l'orage, le vent avait causé de nombreux dégâts à Montfort (Eure).

Un mouvement secondaire, paraissant s'être détaché du premier, s'est manifesté avec une certaine violence, entre 2^h et 3^h du soir, aux environs de Clermont-Ferrand. A Royat, notamment, la grêle a fait beaucoup de ravages, et la foudre est tombée à Vollore, en brisant un sapin.

Enfin, deux mouvements secondaires se sont produits dans les Pyrénées, vers la frontière d'Espagne. Le premier a commencé vers midi, près de Montlouis, s'est dirigé vers le Nord-Est en couvrant tout le Roussillon; il se perdait en mer, à 6^h du soir, vers l'embouchure de l'Aude. Le second a éclaté à 6^h du soir vers la source de la Garonne, s'est écarté progressivement jusque vers Auch et Foix, où il sévissait à 11^h du soir. Ces deux orages n'ont causé aucune perte matérielle.

Cartes fournies par les Commissions départementales pour le 5 juillet matin et soir.

Allier	MM. Doumet-Adanson, Président de la Commission.
Aube	Saillard, Président de la Commission.
Marne (Haute-)	Carlier, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Nièvre	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Pyrénées-Orientales	Le Dr Fines, Président de la Commission.
Seine-Inférieure	Vivenot, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Vosges	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.

Orages du 16 juillet 1884 au matin.

(*Voir* la Carte A_{18}.)

La matinée du 16 juillet ne nous présente que deux groupes d'orages intéressants; mais l'un d'eux surpasse en étendue tous ceux que nous avons étudiés jusqu'à présent. Ces deux orages, quoique indépendants l'un de l'autre, commencent en même temps.

Le plus important se développe, vers 4^h, de l'embouchure de la Loire aux bords de la Charente, parallèlement à la côte; il se propage graduellement vers le Nord-Est, traverse toute la France en couvrant entièrement le Centre et l'Est, et arrive à 1^h du soir au pied de la chaîne des Vosges.

Vers midi, cet orage présentait son plus grand développement et s'étendait depuis les départements du Nord et des Ardennes jusque dans le Dauphiné et la Savoie. A 6^h, 7^h, 8^h et 9^h du matin, il descendait même jusqu'aux Cévennes et atteignait les départements de la Lozère, du Gard et de l'Hérault.

Pendant toute la durée de cet orage, les chutes de grêle ont été peu fréquentes; en revanche, la foudre a causé plusieurs malheurs et des dégâts assez considérables. Dans l'Allier, de nombreuses chutes de foudre sont signalées. Une femme est tuée à Vitray, des maisons sont incendiées, de nombreux arbres sont brisés. A Tannay (Nièvre), la foudre a tué trois hommes et en a blessé deux légèrement; à Sainte-Colombe, dans l'Yonne, un cheval a été foudroyé; à Bourmont (Haute-Marne), plusieurs maisons ont été atteintes; à l'Isle et à Pontarlier (Doubs), des arbres et de nombreux poteaux télégraphiques ont été brisés. La commune la plus éprouvée a été Héricourt (Haute-Saône). A la foudre, qui a brisé des arbres, est venu s'ajouter un ouragan désastreux: plus de trois cents pieds d'arbres ont été brisés; la perte a été évaluée à environ 100000^{fr}. A Teilhet (Puy-de-Dôme), la foudre est tombée sur un chêne.

Le second orage remarquable de cette journée commence aussi à 4^h du matin au midi de Pau, sur la frontière des Pyrénées, s'étend parallèlement à cette chaîne en remontant un peu vers le Nord-Est et se termine, vers midi, aux environs d'Alby, à l'embouchure de l'Aude et à l'est de Perpignan, à quelque distance de la côte. La foudre tombe à Lannemezan, dans les Hautes-Pyrénées, vers 6^h du matin, elle y brise un chêne; puis à Boudrac, Arbon et Estancarbon, dans la Haute-Garonne, où elle cause quelques dégâts insignifiants.

La grêle est rare, elle cause des dégâts entre Toulouse et Alby.

Indépendamment de ces deux principaux groupes d'orages, il convient d'en noter un troisième de faible importance. Il éclate à 1^h du matin à l'embouchure de la Somme, remonte le cours de cette rivière, sans la dépasser, et se termine à 1^h30^m sans avoir causé de dégâts.

Cartes fournies par les Commissions départementales.

Allier	MM. Doumet-Adanson, Président de la Commission.
Aube	Saillard, Président de la Commission.
Eure-et-Loir	Barois, Président de la Commission.
Garonne (Haute-)	Salles, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Nièvre	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Pyrénées (Basses-)	Piche, Secrétaire de la Commission.
Pyrénées-Orientales	Le Dr Fines, Président de la Commission.
Seine-Inférieure	Vivenot, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Vosges	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.

Orages du 12 août 1884 au matin.

(*Voir* la Carte A_{19}.)

Dans la matinée du 12 août, deux groupes importants et un secondaire sont à signaler.

Premier groupe. — Il commence à 3^h du matin à Angers, puis se propage vers le Nord-Est jusqu'au bassin de l'Escaut, aux environs de Lille, où il se termine à midi. A 8^h, cet orage se trouvait au-dessus de Paris, et à 11^h il s'étendait jusqu'en Champagne, au delà de Châlons.

Durant ce parcours, on ne signale de chutes de foudre qu'en deux endroits; dans le Loir-et-Cher, à Blois, la foudre tombe sur onze arbres vers 7^h du matin, et dans l'Eure, à Cahaignes, une ferme a été incendiée vers 9^h du matin.

Deuxième groupe. — Il commence aussi à 3^h du matin, mais près de Bourges, le long de la rivière de l'Yèvre, affluent du Cher; il se propage vers le Nord-Nord-Est et se termine à midi dans la Haute-Saône, dans le Doubs (près de Besançon) et dans le Jura (près de Lons-le-Saulnier). Nous n'avons à signaler qu'une chute de foudre dans le Cher, au début de l'orage, et de la grêle à la fin, dans la Haute-Saône. Aucune perte n'a été éprouvée.

Enfin, un groupe secondaire éclate, vers 10^h du matin, entre Guéret et Tulle, se dirige à l'Est et se termine à midi, près de Clermont-Ferrand. Pendant les deux heures qu'a duré cet orage, il n'y a aucune chute de foudre ni de grêle.

Orages du 12 août 1884 au soir.

(*Voir* la Carte A_{20}.)

Trois groupes principaux d'orages sont encore à signaler dans la soirée du 12 août.

Premier groupe. — Le premier éclate à midi vers Amiens et se propage dans la direction du Nord et du Nord-Est, en se développant parallèlement à la frontière; à 2^h, il atteint la Belgique par Givet et entre en Alsace-Lorraine par Metz, tandis que, par les Vosges, il ne pénètre dans cette dernière province qu'à 4^h. Aucun phénomène remarquable n'est signalé pendant toute la durée de cet orage.

Deuxième groupe. — L'orage formant le deuxième groupe éclate à midi, suivant une ligne allant du Puy à Mende. Il se dirige vers l'Est et est d'abord peu

étendu, puis à 4^h il prend un grand développement en largeur; au Nord, il atteint Auxerre, qu'il devait même dépasser quelques heures plus tard (à 8^h, il remontait jusqu'à Bar-le-Duc); au Midi, il se rabat le long des côtes de la Méditerranée et à 8^h du soir sévit à Nice. A 5^h, au moment où il se rapprochait de la Méditerranée, il remontait aussi le long de la frontière d'Italie, pénétrait même sur le territoire italien, puis franchissait les Alpes pour se rabattre sur la Savoie, où il forme un orage local dont la direction, dirigée du Nord-Ouest au Sud-Est, est perpendiculaire à celle de l'orage primitif.

La foudre est tombée plusieurs fois. A Lachamp-Raphaël (Ardèche), à 2^h30^m du soir, elle a tué un homme et en a blessé un autre; à Brégnier et à Échallon (Ain), vers 5^h et 7^h du soir, elle a brisé des arbres. Dans ce dernier endroit, la grêle a aussi causé des dégâts, ainsi que vers 2^h du soir, à Allos, dans les Basses-Alpes.

Troisième groupe. — Il se forme à 4^h du soir, aux environs de Châteauroux; à 5^h, il se rabat jusque sur Clermont et vient finir à 8^h du soir dans la Nièvre, aux bords de la Loire, après avoir couvert tout le Berry et le Bourbonnais. Sa direction générale est du Sud-Ouest au Nord-Est. Vers 8^h, la foudre brise un arbre à Châteauneuf, dans la Nièvre.

Cartes fournies par les Commissions départementales pour les orages du 12 août matin et soir.

Allier	MM. DOUMET-ADANSON, Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Aube	SAILLARD, Président de la Commission.
Eure-et-Loir	BAROIS, Président de la Commission.
Nièvre	L'Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées.
Seine-Inférieure	VIVENOT, Ingénieur des Ponts et Chaussées.

SUR LA PROPAGATION DES ORAGES.

PAR M. J.-R. PLUMANDON,
Météorologiste adjoint à l'observatoire du Puy-de-Dôme.

Depuis longtemps on a reconnu que les orages électriques ne sont pas des phénomènes locaux, qu'ils se produisent, le même jour, dans une très vaste étendue de pays et qu'ils dépendent des mouvements généraux de l'atmosphère. Sous ce rapport, on peut les distinguer en deux catégories : ceux qui naissent au sein d'une dépression atmosphérique plus ou moins accentuée, et ceux qui se développent dans une région où la pression atmosphérique est très uniforme. Aussi, lorsqu'on étudie la marche des orages qui se sont produits pendant la même journée dans une contrée, on constate deux situations bien tranchées :

1° Presque tous les orages se sont déplacés dans la même direction ou dans des directions peu différentes les unes des autres; ils durent à peu près le même temps dans chaque localité et la progression de leur ensemble est sensiblement régulière. C'est le cas où la région considérée a été soumise à l'action directe d'une dépression atmosphérique qui entraîne tous les orages dans son double mouvement de rotation et de translation.

2° Les orages observés dans les différentes localités se sont déplacés dans les directions les plus variées, même pour des points voisins les uns des autres, quoiqu'on puisse, dans bien des cas, distinguer une direction plus ou moins dominante; la progression générale est très irrégulière; certains orages persistent longtemps au même endroit; quelques-uns même naissent et s'évanouissent sans avoir changé de place, tandis que d'autres marchent avec rapidité. Ce sont les caractères qui se produisent quand la pression est très uniforme. Les orages se manifestent alors dans une atmosphère à peu près calme, et, avec un peu d'attention, on peut reconnaître, surtout dans les pays montagneux qui permettent d'embrasser du regard toute la masse orageuse, on peut reconnaître, disons-nous, que beaucoup d'orages se déplacent d'une façon très irrégulière en direction et en vitesse, absolument comme s'ils avaient des mouvements propres.

C'est une question que nous étudions depuis longtemps déjà, mais dans des conditions trop difficiles pour arriver à une solution complète. Aussi nous nous contenterons de citer un fait que quelques observateurs ont certainement remarqué comme nous, car il est assez fréquent.

Lorsqu'un orage envahit une localité, il arrive ordinairement de l'horizon, par un point compris le plus souvent entre l'Ouest et le Sud-Est. Dans ce cas, il ne constitue pas forcément, pour le territoire atteint, un orage spécial et distinct. Il peut n'être, et n'est généralement que *partie inséparable* d'une perturbation orageuse s'étendant sur plusieurs communes. Mais quelquefois aussi l'horizon reste pur ou peu chargé, pendant que le zénith devient nuageux et se couvre de plus en plus : un orage, qu'on pourrait appeler *zénithal,* se prépare. Pendant longtemps la masse nuageuse reste immobile et se développe sur place ; on n'observe que des mouvements intestins, partiels, provoqués par l'accroissement des condensations. Puis tout à coup, dès que l'orage a commencé, c'est-à-dire que le tonnerre éclate et que la pluie tombe, tout l'ensemble des nuées orageuses quitte la région où il avait stationné si longtemps, se déplace avec une rapidité excessive et disparaît au loin en quelques instants. Quelquefois le ciel redevient calme et serein.

Comment expliquer ce brusque changement? D'où vient la force qui pousse impétueusement l'orage auparavant immobile?

L'explication est bien simple, s'il existe dans les régions élevées de l'atmosphère un vent général et énergique. La formation des nuages zénithaux est occasionnée par un courant local ascendant; d'abord immobiles ou à peu près dans les couches inférieures et calmes de l'air, ces nuages se développent et montent, sous l'action solaire, jusque dans le courant supérieur qui détermine l'éclosion de l'orage et l'entraîne avec lui. Cette influence du vent supérieur, qu'on ne distingue ordinairement, pour les orages, que lorsqu'on est dans des conditions topographiques spéciales, s'aperçoit bien mieux dans le cas des ondées ou giboulées de mars qui ont une étendue plus restreinte et qui s'élèvent à une moins grande hauteur. Pour la France centrale, ces giboulées se produisent surtout quand il existe un minimum barométrique dans l'Est ou dans le Sud-Est, par exemple vers le golfe de Gênes. Le ciel s'est un peu éclairci, le soleil est assez ardent, et des nuages isolés marchent du Nord-Ouest au Sud-Est ou du Nord au Sud avec une vitesse modérée. Il n'est pas rare de voir alors des nuages naître dans les vallées inférieures, monter verticalement dans un air calme en prenant un développement assez considérable, puis, tout à coup, chasser rapidement du Nord-Ouest, comme les nuages supérieurs, en laissant tomber, suivant les cas, de la pluie, du grésil ou de la neige. Le phénomène se reproduit quelquefois à deux ou trois reprises dans le même endroit, à des intervalles plus ou moins rapprochés.

Grâce au relief accidenté de la région du Puy-de-Dôme, nous avons pu l'observer pour quelques orages, et en particulier le 21 septembre 1881. Ce jour-là, nous avons même pris, de vingt minutes en vingt minutes, quatre photographies d'une masse nuageuse isolée qui avait commencé à se former vers $9^h 50^m$ du matin, et qui ne se mettait en marche qu'à $11^h 40^m$ en donnant de la pluie et du tonnerre. Le déplacement s'est opéré de l'Ouest à l'Est, sous l'influence d'une dépression atmosphérique dont le minimum barométrique (745^{mm}) se trouvait alors en Angleterre et qui, le lendemain, avait gagné la Hollande (749^{mm} à Utrecht).

Lorsque l'atmosphère est calme, ce qu'on peut reconnaître à l'absence de vent dans les stations de montagne, à l'uniformité des hauteurs barométriques dans la région, et à l'immobilité des nuages élevés, il est nécessaire d'admettre que la puissance motrice de l'orage réside dans l'orage lui-même. Il en est de même, à plus forte raison, lorsque l'orage se déplace dans une autre direction que celle de l'atmosphère ambiante, comme cela est arrivé, le 22 mai 1881, pour un orage excessivement restreint et localisé. Cet orage, qui a laissé les trois quarts du ciel absolument purs, commença vers 5^h du soir, à 2^{km} de Clermont-Ferrand, à Montferrand. Une copieuse averse, accompagnée de forts coups de tonnerre, troublait la fin d'une fête, tandis qu'à Clermont le ciel restait d'une sérénité parfaite; on n'apercevait qu'un gros cumulus à contours très définis dans la direction du Nord-Est, qui est celle de Montferrand par rapport à l'observatoire de Clermont.

Les nuages, plus abondants le matin, avaient chassé de l'Est puis du Sud-Est; à Clermont le vent soufflait faiblement du Nord; au sommet du Puy-de-Dôme, où il avait une vitesse comprise entre 10^m et 15^m par seconde, il avait soufflé de l'Est-Sud-Est jusqu'à 3^h du soir, passait au Sud-Est vers 6^h et n'arrivait au Sud-Sud-Est que le lendemain matin, conformément aux variations de la situation barométrique générale. Cependant l'orage de Montferrand disparaissait vers 6^h en plein Nord-Est; à peine apercevait-on la nuée orageuse à la limite de l'horizon, et ce n'était qu'avec une grande attention qu'on pouvait percevoir les grondements lointains du tonnerre. Il avait donc marché en faisant un angle d'environ 90° avec le courant atmosphérique général, et il lui a fallu pour cela une force motrice propre.

Plusieurs météorologistes ont d'ailleurs démontré l'existence de ce pouvoir moteur dans les cyclones, et par suite dans toutes les perturbations cycloniques. Ils ont prouvé que la raréfaction centrale qui a donné naissance au cyclone est entretenue par le calorique que la condensation de la vapeur d'eau met en liberté; puis, que le minimum de raréfaction, qui correspond à l'axe du mouvement tourbillonnaire, change sans cesse et se produit là où la condensation est maximum, c'est-à-dire qu'il se déplace en suivant les régions les plus humides

de l'atmosphère; de sorte qu'en réalité les masses d'air et de vapeur d'eau mises en action par le cyclone sont sans cesse renouvelées, et que le cyclone lui-même s'évanouit pour ainsi dire d'un côté pour renaître de l'autre. Or, chaque orage zénithal, avec le groupe d'orages particuliers qui s'y rattachent, constitue en somme un cyclone en miniature, une *dépression atmosphérique*, comme cela est attesté par un grand nombre d'observations, et comme cela vient d'être établi d'une façon péremptoire par les beaux travaux du Dr Ciro Ferrari, dans ses recherches sur les orages d'Italie (1), pour l'ensemble d'une perturbation orageuse. M. Ferrari résume en effet de la façon suivante les relations qui existent, dans un orage, entre les trois éléments météorologiques, pression, température et humidité :

« Ad ogni temporale sono sempre concomitanti una depressione barome-
» trica, una igrometrica ed una termometrica; esso trovasi nella parte posteriore
» delle due prime e nell'anteriore della terza. »

Et le Dr Ferrari ajoute :

« Questa relazione, io credo che valga in ogni caso particolare e sia veramente
» una legge fisica. »

Il est donc tout naturel que la masse orageuse, tourbillon de peu d'étendue, mais très énergique, se comporte comme un cyclone, c'est-à-dire qu'elle puisse se déplacer par elle-même. M. Ferrari, qui a pu organiser admirablement l'étude des orages en Italie, arrivera, nous en sommes convaincu, à l'établir par des faits précis et indiscutables. Il y compte, du reste, puisqu'il dit :

« Un studio, che consisterebbe nell' indagare il perchè un temporale invada
» una data area, ossia a trovare il perchè un temporale nasca e quali siano le
» ragioni che ne determinano il moto, lo riserbiamo alle ricerche avvenire; tut-
» tavia, da qualche tentativo fatto in proposito, risulterebbe, come il temporale
» tenda ad andare laddove l'umidita relativa è maggiore. »

Nous avons insisté sur cette question des mouvements propres qu'on peut attribuer aux orages isolés ou à l'ensemble des orages constituant un groupe distinct, parce que la marche de ces orages en dépend; parce qu'elle est en parfaite harmonie avec le mode de propagation que nous leur avons reconnu dans presque toutes les Cartes que nous avons eues entre les mains, et parce que les deux faits se corroborent l'un l'autre.

On admet, en général, que les orages qui envahissent une contrée s'avancent d'une manière progressive et régulière; de sorte que, s'ils marchent du Sud-Ouest

(1) *Risultati ottenuti dalle Ricerche del dott. Ciro Ferrari sulle osservazioni dei temporali pervenute nel* 1881 *all' Uffizio centrale di Meteorologia.* Roma, tipografia Sinimberghi, 1885.

au Nord-Est, comme c'est le cas le plus fréquent, une région ne sera atteinte qu'après celle qui la confine au Sud-Ouest. Quand on étudie attentivement et un peu en détail la progression d'un groupe d'orages, on reconnaît bien vite que cela n'est pas exact; que les orages partiels peuvent se déplacer dans les directions les plus variées, se propager dans tous les sens, quelle que soit la ligne de progression générale; que, très fréquemment, une localité, une vaste région même est atteinte avant celles qui l'environnent, c'est-à-dire que la propagation se fait aussi par *bonds*, par *sauts*. Le point frappé ainsi par une sorte d'élection bien certainement motivée devient un *centre* autour duquel d'autres orages se déclarent successivement en rayonnant.

J'ai déjà exposé cette propagation rayonnante et par sauts, constatée à propos des orages de 1878, dans un court Mémoire inséré en 1880 dans les *Annales du Bureau central météorologique de France*. Mais, les observations ne portant que sur le département du Puy-de-Dôme, on pouvait penser que le phénomène était particulier à la région. Depuis, j'ai examiné quelques Cartes d'orages concernant d'autres départements; M. Ferrari a bien voulu m'adresser son grand travail sur les orages d'Italie, et j'ai retrouvé partout le même mode de propagation. En outre, grâce aux documents contenus dans la brochure de M. Ferrari, nous avons vu qu'il existe une relation intime entre nos *centres d'orages* et les diverses manifestations orageuses, pluie, électricité, grêle, etc.

RAPPORT

SUR

LES ORAGES DE L'ANNÉE 1884

DANS LE DÉPARTEMENT DE LA GIRONDE;

PAR M. LESPIAULT,

Secrétaire de la Commission météorologique.

I. — Caractères généraux.

Les orages de 1884 se rapprochent par certains caractères de ceux des trois ou quatre années précédentes, mais ils s'en éloignent par d'autres. En dehors des mois de grande chaleur, ils ne sont guère, comme ceux de 1881, 1882 et 1883, que des accessoires des bourrasques de vent et de pluie qui, à intervalles assez rapprochés, s'abattent sur nos régions. Mais, d'autre part, les chaleurs, dont nous étions déshabitués depuis quelque temps et qui sont revenues en 1884, ont ramené avec elles, particulièrement au mois de juillet, l'ancienne intensité des phénomènes électriques. Les coups de foudre paraissent même avoir été cette année plus multipliés et plus dangereux que jamais. Néanmoins, cette année encore, on retrouve dans la grande majorité des orages de nos régions l'incertitude ou l'irrégularité de marche qu'on a pu remarquer depuis quelques années, irrégularité qui paraît liée à la grande proportion des orages ayant une autre direction que la direction normale de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est.

II. — Orages d'hiver.

Comme les années précédentes, les orages d'hiver sont rares et insignifiants. Le 26 janvier, on entend çà et là quelques coups de tonnerre perdus dans une

des plus violentes bourrasques dont on ait souvenir. Cette tempête, dont nous ne parlons ici que pour mémoire, est une des plus étendues, des plus intenses et des plus longues qui ait jamais frappé l'Europe occidentale. Elle a sévi plus particulièrement sur l'Angleterre, la Manche et le nord de la France. En Écosse, la baisse du baromètre a atteint des chiffres inconnus jusqu'ici. A Édimbourg, on a observé (à zéro et au bord de la mer) 697^{mm}; à Glasgow, 696^{mm}; à Pénicuik, $678^{mm},3$; or jamais le baromètre n'était descendu en Écosse au-dessous de 704^{mm}. A Paris, la tempête a été surtout remarquable par la violence du vent. M. Hervé Mangon croit que sa vitesse s'est élevée à 45^{m} par seconde, répondant à une pression de 246^{kg} par mètre carré. Il y a eu nombre de passants tués ou blessés, nombre de voitures renversées. Dans le midi de la France, les accidents ont été moins graves; mais la violence du vent a été, comme partout, exceptionnelle.

Le reste de l'hiver est remarquablement beau. On ne signale qu'un petit orage, le 10 mars, aux environs de La Réole, et quelques coups de tonnerre qui, les 20, 21 et 29 avril, accompagnent des bourrasques peu intenses et peu étendues.

III. — Orages de printemps et d'été.

A part quelques troubles électriques signalés le 6 mai à Saint-Vivien et à Puybarban (canton d'Auros), la première journée marquée par des orages proprement dits est celle du 12 mai. Un premier orage, de direction indécise, s'étend, entre 3^{h} et 5^{h} du soir, sur les cantons de Langon, de La Réole et de Sauveterre. Une recrudescence se manifeste vers 8^{h} du soir, principalement entre La Réole et Coutras. La journée du 13 mai reste orageuse. On entend aussi quelques coups de tonnerre le 17 et le 19 mai.

A la suite d'un léger tourbillon qui passe, le 23 mai, sur la pointe de Graves, la journée du 24 est remarquablement orageuse. On peut distinguer plusieurs poussées successives, la première à 1^{h} de l'après-midi, la seconde entre 3^{h} et 5^{h}, d'autres plus légères à l'entrée de la nuit. Sur les points frappés, le maximum se manifeste à peu près partout entre 3^{h} et 5^{h}. Les directions sont variables et sans netteté. Une bande dirigée de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est, et passant sur La Teste, Arbanats, Créon, Lussac, est particulièrement atteinte. Il tombe, le long de cette bande, une pluie diluvienne signalée surtout par les stations de La Hume, Gujan-Mestras, Le Teich, La Teste, Cérons, Podensac, Arbanats, Virelade, Portets, Castres, Beautiran, Illats et Créon; mais cette averse est de courte durée, car les udomètres placés sur le trajet ne donnent aucune indication exceptionnelle. Il grêle un peu partout : à Arbanats, on mesure des grêlons de $0^{m},035$ de diamètre; à Créon, on en trouve qui sont agglomérés et atteignent la grandeur de la main : heureusement ils sont rares et, comme ils tombent sans vent, il y a très peu de dégâts.

Le lendemain 25 mai, entre 1^h et 2^h de l'après-midi, éclate un autre orage, également indécis dans ses allures. Le groupe principal paraît suivre la ligne habituelle d'Arcachon à Bordeaux. Sur le trajet, la grêle occasionne de sérieux dommages aux communes de Gradignan et de Canéjan, particulièrement aux sections d'Ornon et du Télégraphe. Le soir, à 7^h, on voit encore de la grêle dans les fossés. Cette période de quatre jours se termine, le 25 mai, par un dernier orage qui repasse, avec moins d'intensité, sur un certain nombre de stations atteintes la veille. Trois jours plus tard, le 29 mai, on entend encore quelques coups de tonnerre sur le canton de Langon.

Le mois de juin présente peu d'accidents électriques. Les dix premiers jours, le temps est affreux. Des cyclones successifs venant d'Amérique, et tous annoncés par le *New-York Herald,* nous apportent des pluies froides continuelles. L'abaissement de la température est le trait dominant. Elle se maintient pendant certains jours à 6° au-dessous de la moyenne. Parfois le thermomètre maximum atteint à peine 17°, c'est-à-dire la température nécessaire pour l'ouverture des fleurs de la vigne.

Le 8 juin, quelques coups de tonnerre se font entendre au sud de La Réole.

Le 13, d'autres petits troubles, tout aussi insignifiants, sont signalés sur diverses stations.

Le 14, un orage marchant du Nord-Ouest au Sud-Est traverse, entre 1^h et 3^h de l'après-midi, l'arrondissement de Lesparre.

Enfin, les journées du 23 et du 24 sont marquées par d'autres petits orages sans importance.

Autant les orages du mois de juin sont rares et faibles, autant ceux du mois de juillet sont remarquables par leur nombre, leur étendue et leur énergie.

Le 4 juillet, à la suite d'une journée très belle et très chaude, à la fin de laquelle le baromètre a sensiblement baissé, éclate un orage qui se rapproche des orages normaux. Sa direction est de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est. Il est à 11^h du soir sur Arcachon, à minuit sur Bordeaux, à 1^h du matin sur Libourne. Il est très violent au centre de son parcours, particulièrement sur le canton de La Teste. Les chutes de foudre sont multipliées; un des coups tombe sur le Grand-Hôtel d'Arcachon; un autre, au village de Meyran, commune de Gujan-Mestras, brûle une grange tout entière, y compris une vache et un cheval.

Deux ou trois jours après, s'ouvre une courte période d'orages violents. Le premier éclate dans la soirée du 7; il effleure à peine le département de la Gironde, où il a pour limite Nord une ligne passant près de Cazaux, Belin, Langon, La Réole; malgré l'éloignement, on aperçoit de Bordeaux et de Floirac, entre 9^h du soir et minuit, des éclairs incessants qui s'avancent progressivement du Sud-Ouest au Nord-Est. Le nombre et la vivacité de ces éclairs montrent toute l'énergie de cet orage qui sévit surtout sur les départements voisins. A Nérac, les éclats du

tonnerre sont continus de 10^h du soir à 3^h du matin; il grêle du côté d'Espiens. A Villeneuve-sur-Lot, la foudre tombe et asphyxie deux bœufs; d'autres chutes de foudre sont signalées à Moissac.

Ce premier mouvement se prolonge jusque dans la matinée du 8, où quelques troubles de direction variable se manifestent sur l'embouchure de la Gironde; mais c'est surtout dans la soirée de ce même jour et dans la nuit suivante que notre département devient le théâtre des phénomènes électriques les plus intenses qu'il ait vus depuis longtemps. De la fin du jour à minuit, des éclairs éblouissants sillonnent incessamment le ciel, pendant que le tonnerre gronde avec un bruit presque continu; peu de vent et beaucoup de pluie; partout l'orage semble monter à la fois de tous les points de l'horizon, de sorte qu'il est impossible de lui assigner une direction quelconque. La foudre produit un nombre exceptionnel d'accidents; à 7^h du soir, elle met le feu à une grange de Saint-Michel-de-Castelnau, près de Bazas; sur quinze têtes de bétail, dix sont la proie des flammes. Un peu plus tard, un moulin à vent est détruit par la foudre à Castelvieil (canton de Sauveterre). A Sallebruneau (même canton), la maison du maire est entièrement brûlée. A Talence, on signale quatre chutes de foudre; à Tresses, deux : l'une sur le clocher, l'autre sur une meule de paille. A Bordeaux, vers minuit et demi, une nouvelle chute amène l'incendie de sept à huit échoppes situées sur le cours de Cicé et dépendant de l'hôtel de Lavergne. Enfin, on peut rattacher à cet orage si intense une poussée qui passe après minuit, du Sud-Ouest au Nord-Est, sur la pointe du Médoc. A $1^h 21^m$ du matin, le 9, un fort coup de tonnerre, accompagné de crépitements, éclate sur le phare de Graves; le gardien reçoit une forte commotion; la girouette fait plusieurs tours sur elle-même et des étincelles passent, sans autre accident, entre la girouette et le sol.

Cette période se termine, dans la soirée du même jour 9 juillet, par un orage assez lent, dirigé de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est. Une première poussée assez faible, qui atteint Bordeaux vers $6^h 30^m$, est suivie, à une demi-heure de distance, d'un mouvement beaucoup plus énergique qui se prononce surtout sur la ligne Audenge, Bordeaux, Coutras. Sur ce parcours, l'orage est accompagné d'une violente tempête. Non seulement la pluie est torrentielle et les rafales impétueuses, mais il grêle presque tout le long de cette ligne. A Bordeaux, les grêlons sont de la grosseur d'une noisette; à Floirac, ils sont plus gros encore et plus serrés; quelques-uns atteignent le volume d'un œuf de pigeon; douze grêlons moyens donnent, dans la grande éprouvette du pluviomètre de 20^{dq}, $0^{mm},7$ d'eau, soit 140^{cc} d'eau, ce qui correspond à un volume moyen de $11^{cc},700$; les grêlons font au reste moins de dégât que le vent qui renverse les arbres et la pluie qui ravine les terres et transforme les chemins en torrents. Cette rafale est suivie, après une courte accalmie, de deux nouvelles recrudescences séparées par deux heures d'intervalle environ.

Dans la soirée du 13 juillet, entre 8^h et minuit, un tourbillon, qui paraît dirigé du Nord-Ouest au Sud-Est, nous apporte un autre orage aussi énergique que le précédent, mais d'une allure assez différente. Il est particulièrement remarquable à Bordeaux par le nombre prodigieux d'éclairs qu'on aperçoit à la fois de tous les côtés. Ces éclairs, d'une grande longueur, passent entre les cumulus qui parsèment le ciel, au milieu d'éclaircies persistantes. Par contre, les coups de tonnerre sont rares et peu éclatants; il tombe quelques ondées. L'orage est beaucoup plus énergique sur le bassin d'Arcachon. Là, il est accompagné de grêle; à la station de Piquey, on ramasse un grêlon de 58^{mm} de circonférence; cinq autres grêlons recueillis au hasard à Arcachon donnent 8^{cc} d'eau; aux nouvelles halles, la toiture s'effondre sous le poids des grêlons, dont quelques-uns atteignent la grosseur d'un œuf de pigeon; on en pèse de 150^{gr}. A Pauillac, un cheval est tué par la foudre. L'orage se prolonge sur quelques points dans la matinée du 14 juillet, et reprend çà et là dans la soirée.

A partir de la mi-juillet, les orages perdent leur énergie électrique et offrent, quand ils sont violents, le caractère de bourrasques d'hiver, qui leur est habituel depuis quelques années.

Le 17 juillet un orage éclate, vers 8^h du soir, sur plusieurs stations. Il est très léger sur le département, mais peut-être se rattache-t-il à d'autres plus intenses qui passent sur les départements voisins.

Dans la nuit du 23 au 24, une succession d'autres orages plus importants, accompagnés de très forts coups de tonnerre, traversent tout le département, de l'Ouest à l'Est. La première poussée se dessine de 10^h du soir à minuit, la seconde vers 4^h ou 5^h du matin, principalement sur l'arrondissement de La Réole.

Les derniers jours de juillet et les dix premiers jours d'août sont beaux et généralement très chauds. Le thermomètre monte dans la journée à 35° ou 36°, parfois à 32° ou 33° seulement; la température reste très élevée pendant la nuit. Dans cet intervalle, on voit souvent des éclairs le soir, au sud et au sud-est de Bordeaux, particulièrement les 5, 7, 8 et 10 août. Le jeudi 5 surtout, vers 4^h de l'après-midi, l'orage paraît imminent; cependant il n'éclate pas à Bordeaux. En revanche, il grêle fortement à Budos, ce qui n'était pas arrivé depuis seize ans; il grêle aussi à Capticux. Le soir, nouveaux troubles sur l'arrondissement de La Réole.

Le 11 août amène une tourmente assez confuse, dans laquelle on peut cependant distinguer deux poussées : l'une, vers 9^h du soir, au sud-ouest de Bordeaux; l'autre, à 11^h, sur le bas de la Gironde.

Le 14, de légers mouvements orageux se manifestent sur divers points, entre 5^h et 6^h du matin, sans direction nettement arrêtée.

Le 25, entre 5^h30^m et 8^h30^m du matin, un orage peu intense parcourt lentement, de l'Ouest à l'Est, toute l'étendue du département.

Enfin, le 26 août, on entend quelques coups de tonnerre dans la journée, entre 9^h du matin et midi, sur l'arrondissement de La Réole.

Parmi les orages du mois de septembre, trois seulement sont nuisibles. Le premier éclate le 2, vers 5^h ou 6^h du soir, sur divers points de l'Entre-deux-Mers. Un nuage de grêle, qui paraît marcher de l'Ouest-Sud-Ouest à l'Est-Nord-Est, et qui est poussé par un vent violent, ravage en partie les communes de Saint-Germain-du-Puch, Saint-Quentin, Cadarsac, Moulon, Saint-Sulpice-de-Faleyrens, Saint-Émilion, Saint-Christophe et Parsac.

Le lendemain 3 septembre, on entend quelques coups de tonnerre épars dans une bourrasque intense qui, pendant les journées du 3 et du 4, prend, sur plusieurs points du littoral, les proportions d'une véritable tempête. A Arcachon, la pluie et le vent dégradent les parcs d'huîtres. Sur le bas de la rivière, entre la pointe de Graves et Royan, la navigation est interrompue.

Les 8, 14, 15, 16 et 17 septembre sont marqués par quelques orages épars sans importance.

La dernière grêle de l'année est apportée, le 21 septembre, par un tourbillon orageux dirigé de l'Ouest à l'Est, avec une légère inclinaison vers le Nord; il passe à 5^h sur Bordeaux et atteint vers 7^h la limite Est du département. La foudre tombe à Talence et à La Bastide. La plaine de Saint-Sulpice, Saint-Étienne, Saint-Émilion est touchée par la grêle; les dommages causés au vignoble sont importants, surtout à cause du vent qui souffle en tempête.

Dans la nuit du 29 au 30 septembre, on entend encore le tonnerre à La Réole.

Quant aux trois derniers mois de l'année, ils s'écoulent sans orage proprement dit. Seulement, dans la nuit du 19 au 20 décembre, s'élève un de ces terribles ouragans qui deviennent si fréquents depuis quelques années, et qui s'étend à toute la France. Au milieu d'effrayantes rafales qui durent quarante heures, on entend quelques coups de tonnerre isolés, particulièrement au phare de Graves et à Floirac.

MÉMOIRES DIVERS.

OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES

FAITES A L'OBSERVATOIRE DU PARC SAINT-MAUR

PENDANT L'ANNÉE 1885,

PAR M. TH. MOUREAUX.

I. — INTRODUCTION.

Dans le Tome I des *Annales du Bureau central météorologique* pour 1884, nous avons publié deux Mémoires. Le premier, intitulé : *Observations magnétiques faites à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en* 1883 *et* 1884, contient le plan et la position du pavillon et des caves magnétiques, les dessins et la description des appareils de variations, ainsi que l'indication des méthodes adoptées pour le dépouillement des courbes relevées au magnétographe. Le second Mémoire a pour titre : *Détermination des éléments magnétiques en France;* il renferme, avec les méthodes d'observation, le dessin et la description détaillée des appareils qui servent actuellement aux mesures absolues.

Aucune modification essentielle n'ayant été introduite, soit dans la disposition des appareils, soit dans les méthodes d'observation ou de réduction, nous donnerons seulement ici des indications générales, renvoyant, pour le détail, au Volume indiqué plus haut.

Rappelons que les coordonnées géographiques de l'Observatoire du Parc Saint-Maur sont :

Longitude	0° 9′23″ E.
Latitude	48° 48′34″ N.

II. — MESURES ABSOLUES DES ÉLÉMENTS MAGNÉTIQUES.

Les mesures absolues des éléments magnétiques ont été effectuées sur le pilier du jardin. Dans presque tous les cas, chaque opération a été répétée, à titre de contrôle.

Déclinaison. — La déclinaison a été mesurée exclusivement avec le petit théodolite-boussole de Brunner, qui est muni de deux barreaux. Presque toujours, le méridien géographique a été déduit de l'azimut du paratonnerre qui surmonte un pavillon situé à Nogent-sur-Marne, à 3700^{m} au nord-nord-ouest de l'Observatoire. En temps de brouillard sur la vallée de la Marne, ce pavillon est invisible; on se repère alors sur une mire placée dans le jardin, à 80^{m} au sud du pilier.

Les azimuts de ces repères, déterminés en 1883 et 1884, vérifiés à différentes reprises en 1885, et comptés à partir du Nord par l'Est, sont :

	Azimut.
Paratonnerre d'un pavillon à Nogent-sur-Marne.....	343° 17′ 0″
Mire du jardin.....	172° 2′ 48″

Composante horizontale. — Le théodolite-boussole employé pour la déclinaison a servi également, d'une manière exclusive, à la mesure de la composante horizontale.

La composante horizontale H a toujours été conclue en combinant les oscillations, qui donnent le produit de H par le moment magnétique M du barreau, avec les expériences de déviations, qui donnent le rapport $\frac{H}{M}$, d'après la méthode de Gauss.

L'appareil est muni d'une tige spéciale, qui porte deux étriers fixes, disposés pour recevoir le barreau déviant à deux distances R et R′ du centre de l'appareil. Les valeurs de ces deux distances, mesurées par M. Brunner, sont

$$R = 15^{cm},1807, \qquad R' = 19^{cm},7880.$$

La règle se place alternativement sur l'une et l'autre face de la cage.

En désignant par

K^2 le moment d'inertie du barreau;
n le nombre d'oscillations par seconde;
R la distance la plus courte;
α l'angle de déviation à la distance R;
a un terme de correction spécial à chaque barreau,

on a les deux équations

$$(1) \qquad HM = \pi^2 K^2 n^2,$$

$$(2) \qquad \frac{H}{M} = \frac{2}{R^3 \sin\alpha}\left(1 + \frac{a}{R^2}\right).$$

Le moment d'inertie des barreaux n'a pas été calculé directement, à cause de la forme concave de leurs extrémités; il a été déterminé par une série d'expériences d'oscillations, ainsi que le moment d'inertie de l'étrier.

La durée t d'une oscillation, d'où l'on déduit n, est observée à l'aide d'un compteur à pointage de Bréguet, comparé à un chronomètre immédiatement avant et après chaque expérience.

Le fil de suspension du barreau est le même qui a servi en 1884; son coefficient de torsion est négligeable. L'amplitude moyenne des oscillations étant seulement de 1° environ, la correction relative à cette amplitude a été considérée également comme négligeable. De plus, on a pu éviter la correction de température en opérant toujours à l'ombre, et en comptant une série de cent oscillations avant et après les expériences de déviations. Enfin, les résultats n'ont pas été corrigés de l'induction par la terre, en raison de l'incertitude des moyens de déterminer cette correction.

Les déviations à la distance R′ ont uniquement pour objet de déterminer la valeur du terme de correction $\frac{a}{R^2}$ de la formule (2). Ce terme ayant été déterminé préalablement à l'aide d'un appareil spécial, de plus grande sensibilité que le théodolite, on se borne, dans la pratique, à observer les déviations à la distance R.

Le 21 juillet 1885, le barreau n° 2 de la boussole a été mis hors d'usage. M. Brunner a fourni, le 30 août, un nouveau barreau n° 2 dont les constantes ont été déterminées en septembre, et qui a été mis en service à partir du 1er octobre.

Constantes des barreaux du petit théodolite-boussole.

	Poids.	Longueur.	K^2 barreau + étrier.	$\frac{a}{R^2}$.	Coefficient de température.
	gr	cm			
Barreau n° 1	7,473	6,5006	26,954	0,041	0,00076
Barreau n° 2 (ancien)	7,432	6,4990	26,852	0,038	0,00056
Barreau n° 2 (nouveau)	7,555	6,4970	27,223	0,044	0,00035

En remplaçant, dans les formules (1) et (2), les quantités connues par leurs valeurs numériques, on a :

	$\log HM$.	$\log \frac{H}{M}$.
Barreau n° 1	$2,4249230 + \log n_1^2$	$\bar{4},7746053 - \log \sin\alpha_1$
Barreau n° 2 (ancien)	$2,4232764 + \log n_{2a}^2$	$\bar{4},7733520 - \log \sin\alpha_{2a}$
Barreau n° 2	$2,4292358 + \log n_2^2$	$\bar{4},7758551 - \log \sin\alpha_2$

Ce sont ces expressions qui ont servi au calcul des mesures absolues de la composante horizontale effectuées en 1885.

Inclinaison. — L'inclinaison a toujours été mesurée à l'aide de la petite boussole Brunner, dont on trouvera également le dessin et la description dans le second des Mémoires précités. L'appareil n'est muni que d'une seule aiguille, et chaque valeur de l'inclinaison a été déduite de deux mesures complètes, effectuées avec tous les retournements indiqués par la théorie. L'observation a toujours été faite par la méthode directe, en plaçant l'aiguille dans le méridien magnétique.

Les Tableaux suivants comprennent les mesures absolues effectuées pendant l'année 1885. Les heures, exprimées en temps moyen local, sont comptées de 0 à 24, à partir de minuit.

Mesures absolues de la déclinaison en 1885.

Dates.	Heures.		Déclinaison.	Dates.	Heures.		Déclinaison.
	h m	h m	° ′		h m	h m	° ′
Janv. 5.....	13.35 à	14.25	16.10,5	Juill. 10.....	7.15 à	7.50	16. 1,8
» 20.....	13.20	13.55	16.12,3	» 10.....	13. 0	13.40	16.12,3
» 23.....	13.15	13.50	16.15,3	» 13.....	17. 0	17.45	16. 8,3
» 29.....	13.45	14.20	16.11,8	» 29.....	13.45	14.20	16.11,3
Févr. 9.....	13.10	13.45	16.12,4	» 31.....	7.15	7.55	15.59,9
» 12.....	13.10	13.50	16.12,0	Août 7.....	13. 0	13.20	16.13,3
» 23.....	13.20	14. 0	16.14,8	» 8.....	7.15	7.45	16. 3,8
» 26.....	13.15	14. 0	16.13,2	» 10.....	13.15	13.50	16.12,4
» 27.....	13.50	14.25	16.17,0	» 12.....	7.20	7.55	15.58,9
Mars 5.....	13.45	14.25	16.13,6	» 24.....	13.40	14.20	16.12,2
» 13.....	13.20	14. 5	16.18,5	» 30.....	7.25	8. 0	16. 0,5
» 20.....	13.10	13.50	16.13,7	Sept. 9.....	14.20	14.50	16.10,9
» 26.....	13.15	13.50	16.14,5	» 14.....	13.40	14.15	16.12,4
Avril 7.....	13.50	14.30	16.14,3	» 19.....	13.15	13.50	16. 9,9
» 13.....	13.10	13.55	16.16,2	» 30.....	7.30	8.15	16. 2,7
» 14.....	13.30	14.10	16.12,6	» 30.....	13. 0	13.45	16. 9,3
» 20.....	13.15	14. 0	16.14,9	Oct. 8.....	13.10	13.45	16.10,8
» 21.....	7. 0	7.35	16. 5,3	» 22.....	13.15	13.50	16.14,2
» 27.....	7.45	8.30	16. 6,5	» 30.....	13.30	14. 5	16.10,1
» 27.....	13.10	13.45	16.16,1	Nov. 6.....	13.20	14. 0	16. 8,5
Juin 2.....	13.45	14.25	16.15,1	» 19.....	13.20	14.10	16. 7,5
» 8.....	16. 5	16.55	16. 5,6	» 27.....	13.20	13.55	16. 7,9
» 23.....	12.50	13.30	16.11,2	Déc. 10.....	13.45	14.20	16. 6,1
» 30.....	13. 5	13.50	16.13,6	» 20.....	13.45	14.20	16. 7,0
Juill. 2.....	13.15	13.30	16.12,4	» 29.....	13.25	14. 0	16. 6,2
» 9.....	13.10	13.50	16.12,2				

Mesures absolues de la composante horizontale en 1885.

Dates.		Heures.		Composante horizontale.
		h m	h m	
Janv.	5.....	14.30 à	15.45	0,19440
»	12.....	14.20	15.15	0,19417
»	19.....	14.30	15.50	0,19436
»	26.....	14.15	15.15	0,19424
Fév.	2.....	9.15	10.35	0,19438
»	12.....	9.15	9.45	0,19396
»	16.....	8.25	9.45	0,19416
»	24.....	14.20	15.25	0,19424
»	27.....	8.30	9.30	0,19425
Mars	5.....	14.35	15.55	0,19430
»	13.....	9.15	10.30	0,19399
»	20.....	9.20	10.45	0,19411
»	26.....	9.20	10.45	0,19408
Avril	6.....	13.20	14.20	0,19428
»	13.....	7.50	8.55	0,19424
»	20.....	9. 0	10.15	0,19415
»	27.....	9. 0	10.20	0,19401
»	28.....	13.30	14. 0	0,19406
»	30.....	15. 0	16. 0	0,19446
Mai	4.....	7. 0	8.25	0,19412
Juin	2.....	14.45	15.45	0,19417
»	8.....	14.10	15. 0	0,19443
»	23.....	9. 0	10. 0	0,19401
»	30.....	13.55	15. 0	0,19436
Juill.	2.....	14. 0	15. 0	0,19420
Juill.	9.....	8.30 à	9.45	0,19429
»	14.....	6.50	7.45	0,19424
»	31.....	8.20	9.35	0,19393
Août	8.....	8.25	9.45	0,19384
»	11.....	7.15	8.45	0,19407
Sept.	1.....	10.45	11.15	0,19403
»	1.....	13.20	13.45	0,19401
»	9.....	14. 0	14.35	0,19424
»	12.....	8.50	9.20	0,19391
»	19.....	10.30	11. 5	0,19409
»	30.....	8.30	9.10	0,19400
»	30.....	13.50	14.20	0,19419
Oct.	4.....	8.20	9.30	0,19419
»	8.....	9.45	10.55	0,19423
»	16.....	9. 0	10.30	0,19394
»	22.....	13.55	14.55	0,19416
»	30.....	14.20	15.15	0,19416
Nov.	6.....	9.40	11. 0	0,19425
»	16.....	14.50	16.20	0,19450
»	27.....	14.10	15.15	0,19416
Déc.	10.....	9.35	10.50	0,19429
»	17.....	13.30	14.45	0,19437
»	22.....	13.30	14.35	0,19422
»	29.....	9. 0	10.10	0,19420

Mesures absolues de l'inclinaison en 1885.

Dates.		Heures.		Inclinaison.
		h m	h m	° ′
Janv.	12.....	13.10 à	14. 5	65.18,2
»	19.....	13.20	14.10	65.17,2
»	26.....	15.30	16.30	65.17,8
Fév.	2.....	14.15	15.10	65.17,6
»	12.....	10. 0	10.45	65.16,9
»	20.....	13.30	14.40	65.16,6
»	27.....	9.55	10.55	65.16,7
Mars	5.....	16.10	17.25	65.17,0
»	20.....	15.50	17. 0	65.17,4
»	27.....	15.40	16.45	65.16,4
Avril	13.....	15.20	16.20	65.18,3
»	21.....	8.20	9.30	65.17,8
»	27.....	14. 0	15.10	65.17,3
Mai	1.....	14.15	15.20	65.16,7
Juin	2.....	10.15	11. 5	65.19,3
»	11.....	9.30	10.40	65.17,6
»	23.....	14. 0	15. 0	65.17,5
»	30.....	15.15	16. 5	65.16,1
Juill.	9.....	14.25	15.20	65.14,9
»	15.....	14.30	15.30	65.16,4
Juill.	31.....	9.45 à	10.35	65.16,9
Août	11.....	9. 0	10.15	65.18,0
»	15.....	9. 0	9.45	65.17,5
»	30.....	13.50	15. 0	65.15,7
Sept.	1.....	14. 0	15. 0	65.17,1
»	2.....	7. 0	7.20	65.16,8
»	13.....	7.25	8.30	65.16,5
»	19.....	14. 5	15.10	65.17,5
»	27.....	9.40	10.45	65.17,9
»	30.....	14.40	15.40	65.15,5
Oct.	13.....	14.40	15.40	65.18,8
»	22.....	15. 0	16.15	65.18,2
»	30.....	9. 0	10.15	65.16,8
Nov.	6.....	14.30	15.30	65.16,4
»	19.....	14.40	15.20	65.16,5
»	30.....	13.25	14.20	65.14,9
Déc.	11.....	9.25	10.35	65.18,9
»	20.....	14.30	15.30	65.16,9
»	31.....	9.20	10.35	65.15,8

III. — VARIATIONS DES ÉLÉMENTS MAGNÉTIQUES.

Magnétographe. — Deux séries complètes d'appareils de variations sont installées dans les caves du pavillon. Chaque série comprend un déclinomètre, un bifilaire, et une balance magnétique.

Les appareils à lecture directe, établis dans la cave de l'Ouest, sont lus trois fois par jour, à 8^h du matin, 1^h et 6^h du soir; ils servent uniquement de contrôle.

Le magnétographe de M. Mascart est installé dans la cave de l'Est. Les appareils sont disposés de telle façon que l'enregistrement des variations de la déclinaison et des deux composantes est obtenu sur une même feuille de papier sensible, serrée dans un châssis entraîné par un mouvement d'horlogerie, et qui se déplace de $0^m,01$ par heure.

En 1885, la feuille sensible a été relevée vers 8^h15^m du matin, du 1er janvier au 4 septembre; et à 9^h15^m du matin, du 5 septembre au 31 décembre.

Du 1er janvier au 31 mars, l'heure d'origine de l'enregistrement a été relevée simplement en notant au chronomètre l'instant précis où l'appareil, après les manipulations nécessaires au renouvellement du papier et à l'entretien de la lampe, était mis de nouveau en fonction. La longueur du pendule de l'horloge est d'ailleurs réglée de façon que le châssis descende exactement de $0^m,01$ par heure.

Le 31 mars, des dispositions ont été prises pour l'enregistrement direct de l'heure sur les courbes. Un circuit, renfermant un élément Leclanché, a été établi entre la cave du magnétographe et la salle du rez-de-chaussée. Lorsque ce circuit est fermé, le courant passe dans trois bobines en verre disposées à côté de chacun des appareils de variations. Trois fois par jour, à 8^h et à 10^h du matin, et à 5^h ou 6^h du soir, on fait passer le courant, en appuyant sur un bouton, au moment précis de l'heure locale pleine. L'heure est donnée par un chronomètre dont l'état est vérifié fréquemment, soit directement par des hauteurs du Soleil, soit à l'un des centres horaires de la ville de Paris.

Lorsque le courant passe dans les bobines, il en résulte une oscillation des barreaux et un trouble momentané sur les courbes. L'intensité du courant et la distance des bobines aux aimants sont réglées pour que la perturbation provoquée soit de courte durée, de sept à huit minutes environ. Ce moyen donne très nettement, chaque jour, trois points de repère absolument précis.

L'enregistrement direct de l'heure sur les courbes a commencé le 1er avril et se continue régulièrement depuis cette époque.

Graduation. — La méthode suivie pour déterminer la valeur du millimètre sur

l'ordonnée de chaque courbe est exactement celle qui a été indiquée pour les années précédentes.

Graduation du déclinomètre. — Diverses expériences faites en 1883 et 1884 avaient donné 1′,39 pour la valeur angulaire du millimètre sur l'ordonnée de la courbe du déclinomètre enregistreur. Cette valeur a été vérifiée trois fois dans le courant de l'année 1885.

Graduation du déclinomètre enregistreur en 1885.

1885.	31 juillet	1′,39
»	14 septembre	1,39
»	1er décembre	1,40
	Moyenne	1,393

On a adopté, comme en 1883 et 1884, la valeur 1′,39.

Le fil du déclinomètre enregistreur qui était en service depuis l'installation des appareils, en 1882, s'est brisé le 19 juillet, vers 4h du soir; il a été remplacé, avec toutes les précautions d'usage, le 27 juillet. Dans cet intervalle, on a fait des observations horaires au déclinomètre à lecture directe.

Il arrive assez fréquemment que des fils légers, dus à l'humidité, tendent à se former sur la monture des miroirs de l'appareil. Afin d'éviter que ces fils ne s'étendent d'un miroir à l'autre, on prend la précaution de vérifier l'état de la suspension deux fois par mois, au moment des graduations. A l'aide d'un aimant auxiliaire tenu à la main, on provoque des oscillations de 45° environ, que l'on amortit ensuite, ou bien on glisse un papier rigide entre les deux miroirs. Cette inspection régulière, indispensable pour assurer une sensibilité constante à l'appareil, est sans doute délicate, et il peut arriver qu'en touchant à la monture d'un miroir, même faiblement, on vienne à déplacer la position des images sur le papier sensible, mais les différentes valeurs du repère peuvent toujours être déterminées avec une grande exactitude par des mesures absolues fréquemment répétées.

Graduation du bifilaire. — La graduation du bifilaire a été effectuée à peu près tous les quinze jours. La fraction $\frac{dH}{H}$, correspondant à $0^m,001$ sur l'ordonnée de la courbe, est indiquée dans le Tableau suivant :

Graduation du bifilaire enregistreur en 1885.

Dates.	$\frac{dH}{H}$.	Dates.	$\frac{dH}{H}$.	Dates.	$\frac{dH}{H}$.
15 janvier.....	0,000483	3 juin.....	0,000501	28 septembre....	0,000477
30 »	0,000493	24 »	0,000507	13 octobre.....	0,000458
15 février.....	0,000492	10 juillet.....	0,000487	30 »	0,000462
1er mars.....	0,000487	31 »	0,000496	15 novembre.....	0,000471
30 »	0,000493	10 août.....	0,000488	30 »	0,000463
16 avril.....	0,000495	28 »	0,000509	13 décembre.....	0,000465
30 »	0,000491	14 septembre....	0,000481	27 »	0,000465

Le fil du bifilaire enregistreur s'est brisé le 29 novembre; il a été rétabli le lendemain, d'après la méthode employée lors de l'installation. L'état de la suspension est d'ailleurs vérifié à chaque graduation, comme pour le déclinomètre.

Balance. — La graduation de la balance a été faite en même temps que celle du bifilaire. La fraction $\frac{dZ}{Z}$ qui correspond à $0^m,001$ d'ordonnée de la courbe est indiquée ci-dessous :

Graduation de la balance en 1885.

Dates.	$\frac{dZ}{Z}$.	Dates.	$\frac{dZ}{Z}$.	Dates.	$\frac{dZ}{Z}$.
15 janvier.....	0,000191	3 juin.....	0,000203	28 septembre....	0,000188
30 »	0,000195	24 »	0,000202	13 octobre.....	0,000185
15 février.....	0,000198	10 juillet.....	0,000197	30 »	0,000188
1er mars	0,000201	31 »	0,000211	15 novembre.....	0,000191
30 »	0,000191	10 août.....	0,000186	30 »	0,000186
16 avril.....	0,000185	28 »	0,000181	13 décembre.....	0,000191
30 »	0,000190	14 septembre....	0,000186	27 »	0,000194

La sensibilité de la balance est beaucoup plus régulière que les années précédentes. Elle est presque constante depuis le 1er août, époque à laquelle on s'est astreint à enlever l'aiguille à chaque graduation et à essuyer le couteau et le plan d'agate, d'abord avec une peau de chamois, puis avec un pinceau bien propre, affecté exclusivement à cet usage.

Correction de température. — Le thermomètre enregistreur Richard, installé dans la cave du magnétographe, a continué à fonctionner régulièrement en 1885. Ses indications sont comparées à celles d'un thermomètre à mercure placé à côté, et qu'on lit chaque jour au moment du renouvellement de la feuille de papier sensible. Les courbes de température relevées montrent que la cave est presque entièrement soustraite à la variation diurne de la température extérieure; la courbe s'éloigne ou se rapproche simplement du zéro, suivant les saisons. La température la plus basse en 1885, $4^\circ,0$, a été observée le 27 janvier;

le thermomètre est monté à 17°,8 le 30 juillet, pour redescendre ensuite régulièrement jusqu'à la fin de l'année (6°,1 le 31 décembre).

Pour corriger de la température les variations des deux composantes, on a fait usage des coefficients déterminés le 25 janvier 1884, savoir : 0,00044 pour le bifilaire, et 0,00051 pour la balance. Toutes les observations ont été ramenées à la température de 10°.

IV. — DÉPOUILLEMENT DES COURBES. RÉDUCTION DES OBSERVATIONS.

Les Tableaux qui suivent ont été dressés d'après les courbes relevées au magnétographe. Le dépouillement se fait au moyen d'une plaque de verre graduée verticalement en centimètres, et horizontalement en millimètres, le côté gravé du verre étant appliqué directement sur la feuille. Après avoir mis en concordance les lignes horaires de la plaque avec l'heure d'origine des courbes pour les trois premiers mois, et avec les repères horaires directs pour les neuf autres mois, on mesure, pour chaque heure du jour, la distance entre la courbe et la droite qui lui sert de repère; cette distance peut être appréciée à $0^{mm},2$ près. Ce premier travail, commun aux trois courbes, donne la variation de chaque élément, exprimée en millimètres et en fraction de millimètre.

Courbes de la déclinaison. — Pour la déclinaison, les ordonnées de la courbe sont ensuite réduites en valeurs angulaires au moyen d'une Table construite en prenant pour base la valeur angulaire moyenne du millimètre (1',39). En ajoutant à ces valeurs la déclinaison correspondant à la ligne de repère, on en déduit les valeurs horaires de la déclinaison D. La déclinaison D_0 correspondant au repère est obtenue en retranchant des valeurs de D obtenues sur le pilier extérieur l'écart angulaire correspondant entre la droite et la courbe.

Courbes de la composante horizontale. — La valeur de la composante horizontale H, à un instant quelconque, est égale à la valeur du repère H_0, augmentée de l'écart entre la droite et la courbe, exprimé en valeur absolue.

En appelant

A la variation $\frac{dH}{H}$ correspondant à $0^m,001$ sur la courbe;

n la distance en millimètres entre la courbe et la droite;

C le coefficient de température;

$\theta - 10°$ l'excès de la température au moment de l'observation sur la température adoptée pour la réduction,

l'écart en valeur absolue Δ, correspondant à une distance quelconque entre les deux lignes, est donné par l'expression

$$\Delta = H[An + C(\theta - 10^\circ)].$$

Si donc H est déterminée par une mesure absolue faite sur le pilier du jardin, on aura pour valeur du repère H_0

$$H_0 = H - \Delta. \tag{1}$$

Ce repère n'est pas constant, à cause de la diminution graduelle du moment magnétique du barreau. On admet que la variation de H_0 est proportionnelle au temps, et l'on établit sa valeur pour chaque jour. En ajoutant à H_0 chacun des écarts horaires déduits du dépouillement des courbes au moyen de la formule (1), on obtient le Tableau des valeurs absolues de H pour toutes les heures du mois.

Courbes de la composante verticale. — La réduction des courbes de la balance se fait exactement de la même manière que pour le bifilaire. La valeur de la composante verticale Z, à un instant quelconque, est égale à la valeur du repère Z_0, augmentée de l'écart entre la droite et la courbe, exprimé en valeur absolue.

En désignant par B la variation $\frac{dZ}{Z}$ correspondant à $0^m,001$ sur la courbe, on a de même

$$\Delta = Z[Bn + C(\theta - 10^\circ)]; \tag{2}$$

Z n'étant pas déterminée directement, on l'obtient par la formule

$$Z = H \operatorname{tang} I.$$

H étant fourni par le bifilaire, on fait une observation absolue de l'inclinaison, d'où l'on déduit Z.

On a alors pour valeur de Z_0

$$Z_0 = Z - \Delta.$$

Ici encore, le repère n'est pas constant, en raison de la diminution du moment magnétique du barreau avec le temps. On l'établit pour chaque jour, comme il a été dit pour la composante horizontale. En ajoutant à Z_0 chacun des écarts horaires fournis par le dépouillement des courbes, à l'aide de la formule (2), on obtient le Tableau des valeurs absolues de la composante verticale pour toutes les heures du mois.

On sait d'ailleurs que la détermination absolue de Z ne comporte pas la même exactitude que celle de D ou de H, en raison de la difficulté de mesurer rigoureusement l'inclinaison.

V. — REVUE MAGNÉTIQUE DE L'ANNÉE 1885.

Dans la discussion générale des courbes de 1885, nous désignerons, comme précédemment, la déclinaison par D, la composante horizontale par H et la composante verticale par Z. Nous dirons que D diminue lorsque le pôle nord du barreau du déclinomètre se rapproche du méridien géographique, c'est-à-dire qu'il se dirige vers l'Est.

En comparant entre elles les courbes des deux composantes, on remarque que Z et H varient le plus souvent en sens inverse l'une de l'autre ; on se dispensera donc de répéter chaque fois cette particularité. En comparant, au contraire, la déclinaison à l'une des composantes, à H, par exemple, on voit que D et H varient tantôt de même sens, et tantôt de sens opposés.

Les courbes des vingt-six principales perturbations enregistrées en 1885 sont reproduites en grandeur naturelle sur les *Pl.* B.I à B.VIII. On a indiqué sur chaque Planche, vers l'origine des courbes, la distance millimétrique qui correspond à 10′ pour la déclinaison, à 0,00100 (unités C.G.S.) pour la composante horizontale, et à 0,00050 (unités C.G.S.) pour la composante verticale.

Les heures sont comptées de 0 à 24, à partir de minuit.

Janvier. — Le 1er, calme magnétique.

Le 2, forte perturbation ; l'agitation commence à se manifester dès 4^h : faible d'abord, elle s'accentue à partir de 10^h ; minimum de D à 16^h35^m, de H à 12^h. Écarts extrêmes : D = 19′, H = 0,0009 (voir *Pl.* B. I, *fig.* 1). Les courbes restent très mouvementées jusque vers 4^h le 3.

Le 4, léger trouble de 20^h à 22^h, puis les aimants restent ensuite calmes jusqu'au 8. Une perturbation assez importante se manifeste ce jour à 18^h et se prolonge pendant la nuit ; à 20^h, D passe par un maximum et H par un minimum : vers 24^h, au contraire, ces deux éléments diminuent simultanément ; D augmente ensuite de 14′ entre 0^h40^m et 2^h55^m le 9 ; le minimum de Z se produit seulement à 3^h30^m. Écarts extrêmes : D = 15′, H = 0,0006, Z = 0,0002. (Voir *Pl.* B. I, *fig.* 2.)

Dans la nuit du 9 au 10, nouvelle agitation, pendant laquelle D et H ont une marche parallèle.

Léger trouble le 10, de 18^h à 20^h.

Le 11, de 17^h40^m à 18^h15^m, D diminue de 8′ ; les deux composantes sont à peine affectées.

Le 18, à 19^h, diminution simultanée de D et de H ; vers 24^h, hausse également simultanée de ces deux éléments.

Dans la nuit du 21 au 22, assez forte agitation : D diminue de 8′ entre 22^h25^m et 22^h50^m.

Dans la soirée du 22, forte perturbation, qui se traduit par une diminution considérable de D et de H, et par une augmentation correspondante de Z. De 19^h20^m à 20^h38^m, D diminue de 29′, pour remonter ensuite brusquement de 26′; H diminue de 0,0011 entre 20^h40^m et 21^h. Écarts extrêmes : D = 32′, H = 0,0012, Z = 0,0005. (Voir *Pl.* B. I, *fig.* 3.)

Agitation le 23 entre 11^h et 16^h, et dans la nuit du 27 au 28.

Les courbes sont encore irrégulières depuis le 29 à 21^h jusqu'au 30 à 15^h; entre 0^h30^m et 0^h50^m, le 30, D diminue de 10′.

Février. — L'allure des courbes est sensiblement normale du 31 janvier au 4 février.

Le 5, à 13^h35^m, oscillation brusque, mais de faible amplitude, correspondant à une augmentation simultanée de D et de H, puis calme jusque vers 17^h. La perturbation s'accentue alors et se prolonge jusqu'au matin du 6. Les écarts extrêmes sont : D = 16′, H = 0,0010, Z = 0,0003. (Voir *Pl.* B. II, *fig.* 1.)

Le 8, à 17^h, oscillation se traduisant par une diminution de D et de H; le minimum de H se produit à 17^h0^m, et le minimum de D à 17^h25^m.

Le 10, perturbation qui commence à se manifester à 10^h40^m. Les barreaux sont fortement agités pendant la première période : D augmente, H diminue. Calme relatif de 16^h30^m à 19^h0^m, puis nouvelles oscillations, plus lentes, mais d'assez grande amplitude. Écarts extrêmes : D = 24′, H = 0,0011, Z = 0,0003. (Voir *Pl.* B. II, *fig.* 2.)

Le 12, on remarque également deux périodes d'agitation : 1° à 2^h45^m, déplacement brusque des images dans le sens d'une augmentation de D et de H; 2° vers 17^h, perturbation qui se prolonge jusqu'à 3^h le 13. Écarts extrêmes : D = 15′, H = 0,0007, Z = 0,0002. (Voir *Pl.* B. II, *fig.* 3.)

Le trouble magnétique continue, en s'affaiblissant peu à peu; le 14, les aimants sont redevenus calmes.

Agitation le 17, de 9^h10^m à 13^h, et dans la nuit du 17 au 18.

Le 18, entre 19^h30^m et 23^h, D varie de 13′.

Le 22 au matin, nouveau trouble qui affecte plus spécialement la déclinaison; à 20^h, oscillation pendant laquelle D augmente, tandis que H diminue.

Le 27, faible perturbation dans l'après-midi.

Le 28, les barreaux sont faiblement agités jusque vers 17^h; le trouble augmente alors d'intensité, et persiste toute la nuit. Écarts extrêmes : D = 15′, H = 0,0007. (Voir *Pl.* B. II, *fig.* 4.)

L'oscillation diurne de la déclinaison s'est tenue vers 8′ pendant la dernière décade du mois.

Mars. — Les courbes présentent encore des traces de perturbation le 1er et le 2; le 3, leur allure est plus régulière; elles redeviennent normales le 4, et le calme se prolonge jusqu'au 12.

Le 13, entre $14^h 10^m$ et 15^h, les barreaux sont soumis à deux oscillations consécutives; la forme des courbes est identique pour D et H, qui varient dans le même sens; entre 21^h et 22^h, nouvelle oscillation pendant laquelle D et H varient en sens contraires.

On remarque encore une certaine agitation le 14, puis le 15 se produit une grande perturbation. Dès $7^h 30^m$, les barreaux sont soumis à une sorte de mouvement vibratoire; les oscillations sont d'abord nombreuses et de faible amplitude, puis la perturbation augmente d'intensité et se prolonge jusqu'au 16 au matin.

La composante verticale a été exceptionnellement affectée et a passé par un maximum très élevé à $16^h 25^m$; au contraire, D et H sont restées au-dessous de leur valeur normale pendant la perturbation. Les écarts extrêmes sont: D = 41′, H = 0,0012, Z = 0,0015. (Voir *Pl.* B. III, *fig.* 1.)

Une faible agitation se montre encore dans la journée du 16, puis le calme se rétablit et persiste jusqu'au 19.

Le 20, la courbe de déclinaison est très irrégulière, tandis que les courbes des deux composantes sont moins affectées.

Agitation dans la nuit du 21 au 22, de 20^h à 3^h, puis calme presque parfait jusqu'à la fin du mois.

Avril. — Dans la matinée du 1er, oscillations brusques et courtes.

Le 3, agitation; entre 16^h et $16^h 40^m$, D diminue de 9′, tandis que H augmente de 0,0005.

Le 5, calme parfait.

Le 8, à $14^h 30^m$, hausse brusque de H et de D, baisse de Z; les aimants restent plus ou moins agités toute la journée; à 24^h, baisse de D et de Z, hausse de H.

Le 9, de 18^h à 19^h, diminution de D; H et Z sont à peine affectées.

Agitation dans la nuit du 12 au 13, à partir de 23^h. Entre 0^h et $0^h 40^m$, D diminue de 8′, et H de 0,0004.

Le 13 au soir, nouveau trouble qui affecte principalement H.

Dans la nuit du 15 au 16, perturbation; à $16^h 20^m$, brusque augmentation de D et surtout de H. Écarts extrêmes: D = 17′, H = 0,0008. (Voir *Pl.* B. III, *fig.* 2.)

Le 17, à 6^h, oscillation lente correspondant à une augmentation simultanée de D et de H.

Le 18, entre $21^h 30^m$ et 23^h, D diminue de 5′; variations de H et de Z inappréciables.

Faible agitation le 20, et dans la nuit du 24 au 25.

Le 26, l'agitation porte d'abord sur H, dont la variation est irrégulière depuis 10^h, D n'est affectée que vers 19^h ; le maximum d'intensité de cette perturbation se produit dans la nuit. Les courbes du 27, tout en conservant leur forme générale, témoignent néanmoins d'une certaine agitation.

Le 28, à 0^h30^m, H et D augmentent brusquement, Z diminue ; les oscillations correspondant à cette perturbation sont de faible amplitude, mais extrêmement fréquentes. Écarts extrêmes : D = 19′, H = 0,0011. (Voir *Pl.* B.III, *fig.* 3.)

Mai. — Légère agitation le 2, de 15^h à 24^h.

Le 5, de 1^h40^m à 2^h30^m, hausse simultanée de H et de D.

L'agitation est peu sensible les jours suivants, et la journée du 9 correspond à un calme à peu près parfait.

Le 10, à 6^h25^m, début d'une perturbation dont le maximum d'intensité a lieu de 13^h45^m à 15^h, et qui se prolonge jusqu'à 17^h. La composante horizontale est particulièrement affectée. Écarts extrêmes : D = 18′, H = 0,0014, Z = 0,0003. (Voir *Pl.* B.IV, *fig.* 1.)

Le 11, les aimants sont très agités, surtout le barreau du déclinomètre ; de 22^h à 22^h25^m, D diminue de 9′ ; H est à peine affectée ; vers 5^h30^m, le 12, D et H passent simultanément par un maximum. Les écarts extrêmes sont : D = 14′, H = 0,0009 ; les variations de Z sont faibles.

Le 13, entre 0^h et 1^h, les barreaux de D et de H sont agités en sens opposés : H augmente, D diminue. L'agitation continue, faible d'abord, puis une perturbation très accentuée se manifeste. D, qui depuis 14^h20^m diminuait assez régulièrement, mais beaucoup plus rapidement que d'ordinaire, s'abaisse brusquement vers 18^h20^m, en même temps que H augmente ; Z est peu affectée. De grandes oscillations se montrent ensuite jusque après 3^h le 14. Écarts extrêmes : D = 37′, H = 0,0019, Z = 0,0008. (Voir *Pl.* B.IV, *fig.* 2.)

Léger trouble du 15 au 18.

Le 20, à 16^h, H augmente brusquement de 0,0003, D est peu affectée.

Un peu d'agitation le 24 ; puis, le 25, commence une série de perturbations qui se prolongent pendant plusieurs jours.

Le 25, à 13^h50^m, hausse brusque de D et de H, baisse également brusque de Z. D passe par un maximum à 16^h5^m, H passe par un minimum à 16^h20^m.

Une très forte oscillation, qui affecte principalement H, se produit vers 8^h10^m le 26, précisément à l'instant où l'enregistrement est suspendu chaque jour pour le renouvellement de la feuille de papier sensible. Les écarts extrêmes pendant cette première phase de la perturbation sont : D plus de 23′, H plus de 0,0042, Z = 0,0005. (Voir *Pl.* B.IV, *fig.* 3.)

Les grandes oscillations cessent momentanément le 26 vers 10^h, mais les

aimants restent agités. Dans la soirée du 26 et la journée du 27, on peut citer quatre oscillations de la déclinaison : le 26 à 21^h ; le 27 à 3^h, à 6^h, à 17^h. Les courbes de D et de H, pour le 27 de 0^h à 7^h, sont sensiblement identiques, et la perturbation est de même sens pour les deux éléments ; au contraire, à 17^h, les courbes de D et de H sont de sens opposés.

L'intensité de la perturbation augmente le 27, à $23^h 20^m$, atteint son maximum pour D à $1^h 15^m$ le 28, et à $5^h 25^m$ pour H, puis diminue peu à peu ; le calme est rétabli vers 18^h. Écarts extrêmes pendant cette dernière phase : $D = 22'$, $H = 0,0011$, $Z = 0,0004$. (Voir *Pl.* B. V, *fig.* 1.)

On remarque encore quelque agitation pendant les journées du 30 et du 31.

Juin. — Du 1er au 3, calme magnétique.

Le 4, faible agitation, puis calme jusqu'au 9.

Le 10 au matin, oscillations vibratoires, caractérisées par une suite d'oscillations précipitées et de peu d'amplitude ; à $21^h 35^m$, baisse brusque de D (5′), hausse de H.

Le 11, H agitée, surtout de 11^h à 18^h.

Le 14, oscillations vibratoires de 0^h à 8^h.

Un peu d'agitation le 15 de 2^h à 8^h, le 16 de 0^h à 8^h, de 17^h le 18 à 10^h le 19.

Le 20, perturbation de 6^h à 18^h, pendant laquelle les courbes de D et de H sont parallèles ; maximum à 14^h. Écarts extrêmes : $D = 21'$, $H = 0,0009$, Z est à peine affectée.

La journée du 22 est très agitée ; calme le 23.

Le 24, à $22^h 45^m$, une perturbation se déclare brusquement ; en un instant, H augmente de 0,0005. La déclinaison passe par un minimum très accentué à $3^h 20^m$ le 25 ; le minimum de H a lieu seulement vers 11^h, en même temps que Z passe également par un minimum bien marqué ; de 11^h à 14^h, la marche des trois éléments est de même sens, du côté d'un accroissement. C'est la seule fois, pendant l'année 1885, qu'une augmentation simultanée des deux composantes est nettement caractérisée. La perturbation se continue en s'affaiblissant jusqu'à 8^h le 26. Écarts extrêmes : $D = 29'$, $H = 0,0020$, $Z = 0,0010$. (Voir *Pl.* B.V, *fig.* 2 et 3.)

Les variations sont ensuite régulières jusqu'au 30.

Juillet. — Aucune perturbation importante ne s'est manifestée pendant ce mois.

Les premiers jours sont calmes. Du 5 à 19^h au 6 à 15^h, D et H sont en agitation continuelle.

Le 13, vers $3^h 20^m$, oscillations opposées de D et de H.

Du 17 à 18^h au 18 à 24^h, agitation incessante; forte oscillation de H à 22^h25^m le 17; de H et de D, en sens opposés, le 18 à 18^h55^m. Situation presque calme jusqu'au 24.

Le 25, perturbation de 10^h à 18^h; écart de H = 0,0006 (la courbe de D manque).

Le 28, de 2^h à 3^h, et de 6^h à 7^h, mouvements précipités de D.

Le 30, de 0^h à 3^h, agitation assez forte, pendant laquelle les courbes de D et de H sont sensiblement parallèles.

Août. — Le mois d'août commence avec une forte perturbation pendant laquelle les trois éléments sont affectés; H seul présente quelques fortes oscillations; les écarts de D sont faibles, mais la courbe est caractérisée par des oscillations vibratoires; la perturbation se prolonge jusqu'au 2 à 10^h. Écarts extrêmes : D = 21′, H = 0,0010, Z = 0,0007. (Voir *Pl.* B.VI, *fig.* 1.)

Une faible agitation persiste ensuite; elle s'accentue le 7. Dans la nuit du 7 au 8, D passe par un maximum très prononcé entre 23^h et 24^h; H est moins affectée, mais Z passe à 24^h par un minimum relativement important. Écarts extrêmes : D = 15′, H = 0,0004, Z = 0,0003.

Nouvelle agitation du 8 à 17^h au 9 à 5^h, et le 10 de 0^h à 1^h, puis le calme s'établit peu à peu : les courbes du 13 et du 14 sont absolument normales.

Le 16, faible agitation de 7^h à 11^h, et de 21^h à 24^h.

Le 20, vers 2^h, oscillation assez forte qui se traduit par une baisse de D et de Z, par une hausse de H.

Du 20 à 20^h au 21 à 11^h, agitation assez prononcée; de même le 22 de 17^h à 24^h, et le 26 de 1^h à 7^h.

Le 27, à 22^h40^m, une perturbation assez forte se déclare, et se prolonge jusqu'à la fin du mois. La phase la plus importante de cette perturbation est reproduite *Pl.* B.VI, *fig.* 2. Écarts extrêmes : D = 22′, H = 0,0008, Z = 0,0006.

Septembre. — Une forte perturbation se produit les 4 et 5 septembre (voir *Pl.* B. VII, *fig.* 1). Elle débute le 4 vers 10^h; les oscillations de H sont d'abord les plus accentuées; mais, vers le milieu de la nuit, D a une forte oscillation correspondant à une augmentation de cet élément. La perturbation ne prend fin que le 5 à 19^h. Écarts extrêmes : D = 26′, H = 0,0011, Z = 0,0006.

Agitation du 6 à 20^h au 7 à 3^h; le 8, à 18^h, forte baisse de D, H est peu affectée.

Le 12, de 20^h à 21^h, et vers 24^h, oscillations marquées de D, dans le sens d'une diminution de cet élément.

Le 14, de 18^h à 21^h, mouvements vibratoires des trois barreaux.

Du 15 au 17, forte perturbation. Les mouvements vibratoires se succèdent

toute la matinée du 15, mais c'est seulement vers 16^h que les oscillations commencent à prendre une certaine amplitude.

La déclinaison augmente considérablement, par trois fortes oscillations successives, depuis 23^h, le 15, jusqu'à 6^h25^m, le 16; H est moins affectée (voir *Pl.* B. VII, *fig.* 2). Écarts extrêmes : D = 26′, H = 0,0009.

La deuxième phase de la perturbation est figurée *Pl.* B. VII, *fig.* 3. Les mouvements de H et de D sont sensiblement opposés de 15^h à 23^h. Écarts extrêmes : D = 17′, H = 0,0005.

Les variations des éléments sont encore irrégulières le 18, de 8^h à 14^h.

Une nouvelle perturbation commence le 22 à 12^h, et se prolonge jusqu'au 24 à 8^h. Les phases les plus remarquables de cette perturbation se produisent le 22 de 17^h à 21^h, et le 23 de 19^h à 24^h. Écarts extrêmes : D = 27′, H = 0,0010, Z = 0,0004. Trois mouvements vibratoires de Z sont très nets de 1^h à 1^h15^m, le 24.

Les aimants restent en état d'agitation jusqu'au 30. On peut signaler dans cet intervalle une hausse simultanée de D et de H, correspondant à une baisse de Z, le 27 entre 21^h et 22^h, le 28 à 21^h, le 30 entre 2^h et 3^h.

Octobre. — Le 1er à 20^h, et le 2 à 1^h, oscillation dans le sens d'une diminution de D et de H.

Du 2 à 23^h35^m au 3 à 6^h, perturbation sensible, principalement au déclinomètre; entre 0^h et 1^h30^m, D diminue de 10′, puis remonte ensuite lentement jusqu'à 4^h.

Le 4, calme parfait.

Le 6, courte et faible agitation de 12^h50^m à 14^h10^m; les courbes de D et de H sont absolument identiques.

Le 9, de 1^h20^m à 4^h5^m, D est de 4′ à 5′ au-dessous de sa valeur normale; à 16^h, diminution simultanée de D et de H; à 24^h, hausse de H, diminution de D.

De 20^h25^m le 11 à 2^h le 12, D est au-dessous de sa valeur normale; l'écart est de 9′ à 0^h50^m. Le 12, de 22^h5^m à 22^h55^m, la déclinaison augmente de 8′.

Du 13 au 19, les aimants sont agités presque continuellement; les oscillations, faibles au début et à la fin, sont très accentuées dans la soirée du 15; entre 16^h15^m et 18^h40^m, D diminue de 15′; l'écart maximum de H, 0,0006, se produit seulement le 16, de 5^h40^m à 9^h.

Le 22, perturbation assez marquée de 11^h à 18^h. Écarts extrêmes : D = 11′, H = 0,0005.

Des agitations fréquentes, mais peu importantes, se montrent ensuite jusqu'à la fin du mois. Le 31, à 21^h0^m, forte oscillation correspondant à une diminution de D de 13′; H diminue aussi, mais plus lentement.

Novembre. — Les aimants sont sensiblement calmes du 1er au 6.

Le 7, à 6^h, début d'une perturbation qui atteint sa plus grande intensité un peu après 24^h et se prolonge jusqu'au 8 à 13^h. Écarts extrêmes : D = 17′, H = 0,0007, Z = 0,0003. (Voir *Pl.* B. VIII, *fig.* 1.)

La journée du 9 ne présente rien de particulier, mais dans la nuit du 9 au 10 les aimants s'agitent de nouveau; la perturbation est surtout très marquée le 10 de $12^h 25^m$ à 24^h. Écarts extrêmes : D = 16′, H = 0,0011, Z = 0,0004. (Voir *Pl.* B. VIII, *fig.* 2.)

Le 11, à $6^h 10^m$, D et H passent simultanément par un maximum, puis la perturbation reprend une assez grande énergie de 12^h à 18^h ; les courbes de D et de H sont sensiblement opposées : H diminue, D augmente; Z augmente également. Écarts extrêmes : D = 22′, H = 0,0011, Z = 0,0005.

Les courbes sont ensuite à peu près régulières jusqu'au 17.

Le 18, de $10^h 40^m$ à $11^h 40^m$, mouvements vibratoires des aimants, puis les oscillations prennent peu à peu une amplitude plus grande; le maximum d'intensité de la perturbation se produit vers 21^h. Écarts extrêmes : D = 20′, H = 0,0011, Z = 0,0005.

Le trouble persiste jusqu'au 21, en s'affaiblissant graduellement.

On remarque encore un peu d'agitation dans la nuit du 24 au 25, puis les aimants sont calmes jusqu'au 30.

Décembre. — Le 1er, à 17^h et à 23^h, deux fortes oscillations pendant lesquelles H diminue, tandis que D augmente pendant la première et diminue pendant la seconde. Écart extrême : D = 17′.

Dans la nuit du 2 au 3, oscillation unique, d'une extrême lenteur, qui se traduit par une diminution de D et de H. Calme ensuite jusqu'au 5.

La période du 6 au 10 correspond à une série de perturbations, dont les phases principales sont figurées *Pl.* B. VIII, *fig.* 3, 4 et 5.

Pendant la première phase, le 6 (*fig.* 3), on remarque, entre 17^h et 18^h, une forte diminution de D et de H, et une augmentation de Z. Écarts extrêmes : D = 14′, H = 0,0009, Z = 0,0003.

La phase du 7, de 14^h à 24^h, est la plus importante. Dans cet intervalle, D passe par quatre grandes oscillations, dont trois seulement sont reportées sur la *fig.* 4, la dernière s'est produite à 24^h.

Ces quatre oscillations sont toutes de même sens et correspondent à des diminutions de D. En comparant les courbes de D et de H, on remarque que la première oscillation est de même sens pour ces deux éléments ; la troisième et la quatrième sont de sens opposés ; la deuxième est à peine sensible pour H. Z est peu affectée. Écarts extrêmes : D = 20′, H = 0,0010.

La troisième phase a lieu le 8, également dans l'après-midi (*fig.* 5) ; on re-

marque deux oscillations principales, à $15^h 20^m$ et à $17^h 35^m$. Écarts : D = 12′, H = 0,0006.

Le 14, de 19^h à 22^h ; le 18, de $19^h 30^m$ à $21^h 30^m$, et le 19, vers 17^h, diminution simultanée de D et de H.

Le 20, à 2^h, hausse également simultanée de ces deux éléments ; à 23^h, diminution de D.

Le 22, agitation de $0^h 40^m$ à 4^h.

Le 28, faible perturbation qui dure toute la journée.

Calme pendant les derniers jours du mois.

VI. — PERTURBATIONS.

Les moyennes horaires mensuelles, insérées dans les Tableaux qu'on trouvera plus loin, ont été calculées en tenant compte de toutes les observations ; mais, si l'on élimine les observations qui s'écartent, d'une quantité déterminée, de la valeur normale, on est conduit à quelques remarques intéressantes. Nous avons d'ailleurs moins en vue, quant à présent, de dégager des perturbations l'action solaire proprement dite, que de rechercher le mode de groupement des observations troublées, selon le sens de la perturbation, selon les heures du jour, les mois, les saisons.

Déclinaison. — Nous avons considéré arbitrairement comme perturbation toute observation différant de plus de 3′ de la moyenne horaire mensuelle correspondante.

Le nombre total des observations horaires considérées comme perturbations est de 564, soit un peu plus de 6 pour 100 du nombre total des observations. Sur ce nombre, 255 correspondent à des écarts de la déclinaison vers l'Ouest, et 309 à des écarts dans le sens de l'Est. Les observations troublées sont beaucoup plus nombreuses en été qu'en hiver ; on en compte 340 d'avril à septembre, et 224 seulement d'octobre à mars.

Distribution mensuelle des perturbations de la déclinaison.

Mois.	Nombre de perturbations vers l'Ouest.	vers l'Est.	Total.	Mois.	Nombre de perturbations vers l'Ouest.	vers l'Est.	Total
Janvier.	18	20	38	Juillet.....	12	9	21
Février.....	15	24	39	Août.....	30	41	71
Mars.....	17	26	43	Septembre....	38	35	73
Avril.....	21	24	45	Octobre.....	17	19	36
Mai.....	37	42	79	Novembre	20	16	36
Juin.....	20	31	51	Décembre.....	10	22	32
				Totaux...	255	309	564

Pendant dix mois de l'année, la proportion des nombres éliminés est plus grande dans le sens de l'Est; seuls les mois de juillet et de novembre présentent une légère prédominance des perturbations dans le sens de l'Ouest.

Si l'on envisage la distribution horaire des observations éliminées, abstraction faite de leur signe, on trouve que le nombre total des perturbations est minimum dans la matinée et maximum vers le milieu de la nuit.

Distribution horaire des perturbations de la déclinaison.

Heures.	Nombre de perturbations vers l'Ouest.	vers l'Est.	Total.	Heures.	Nombre de perturbations vers l'Ouest.	vers l'Est.	Total.
1	7	26	33	13	21	11	32
2	8	23	31	14	16	10	26
3	8	11	19	15	16	9	25
4	8	12	20	16	18	5	23
5	8	9	17	17	12	11	23
6	12	6	18	18	11	11	22
7	10	2	12	19	5	10	15
8	10	9	19	20	8	22	30
9	16	7	23	21	3	23	26
10	12	6	18	22	2	24	26
11	11	4	15	23	9	23	32
12	18	8	26	24	6	27	33
				Totaux	255	309	564

Enfin, les perturbations, abstraction faite de leur signe, sont plus nombreuses la nuit que le jour; on en trouve 300 de 19^h à 6^h, et 264 de 7^h à 18^h; et, si l'on tient compte du sens dans lequel elles se produisent, on voit que celles de l'Est sont beaucoup plus fréquentes la nuit que le jour, tandis que celles de l'Ouest sont en excès pendant le jour.

	7^h à 18^h.	19^h à 6^h.	Total.
Perturbations vers l'Ouest	171	84	255
» vers l'Est	93	216	309
Totaux	264	300	564

Composante horizontale. — Toute observation différant de 0,0002 de la moyenne horaire mensuelle a été considérée comme perturbation. Cette fraction de H est arbitraire; mais le nombre adopté ne semble pas avoir d'influence sur la distribution mensuelle et horaire des perturbations.

Dans les limites qui viennent d'être indiquées, le nombre total des observations troublées est de 1058, dont 455 correspondent à des augmentations, et 603 à des diminutions de la composante horizontale. Les perturbations ont donc un maximum d'effet dans le sens d'une diminution de la composante, et cette particularité se remarque pour tous les mois de l'année, et à chaque heure du jour, sauf à 24^h.

Distribution mensuelle des perturbations de la composante horizontale.

Mois.	Nombre de perturbations en augmentation.	en diminution.	Total.	Mois.	Nombre de perturbations en augmentation.	en diminution.	Total.
Janvier....	26	48	74	Juillet.....	34	43	77
Février ...	23	44	67	Août.....	39	46	85
Mars.....	46	46	92	Septembre.	68	74	142
Avril.....	18	22	40	Octobre...	52	62	114
Mai.....	63	91	154	Novembre.	37	53	90
Juin.....	36	56	92	Décembre .	13	18	31
				Totaux..	455	603	1058

En envisageant la distribution horaire du nombre total des perturbations, on constate un minimum de 2^h à 4^h, et un maximum vers le milieu du jour.

Distribution horaire des perturbations de la composante horizontale.

Heures.	Nombre de perturbations en augmentation.	en diminution.	Total.	Heures.	Nombre de perturbations en augmentation.	en diminution.	Total.
1.....	10	21	31	13.....	31	33	64
2.....	10	17	27	14.....	32	35	67
3.....	11	17	28	15.....	22	35	57
4.....	13	13	26	16.....	20	31	51
5.....	13	16	29	17.....	22	35	57
6.....	11	17	28	18.....	22	30	52
7.....	14	14	28	19.....	19	29	48
8.....	20	22	42	20.....	20	23	43
9.....	18	29	47	21.....	20	20	40
10.....	24	31	55	22.....	12	23	35
11.....	23	37	60	23.....	16	19	35
12.....	28	37	65	24.....	24	19	43
				Totaux..	455	603	1058

Enfin, contrairement à la déclinaison, les perturbations, abstraction faite de leur signe, sont plus fréquentes le jour que la nuit.

En groupant séparément les heures de jour (7^h à 18^h) et les heures de nuit (19^h à 6^h), on trouve 645 observations troublées pour le premier groupe, et 413 pour le second.

	19^h à 6^h.	7^h à 18^h.	Total.
Perturbations en augmentation.....	179	276	455
» en diminution.....	234	369	603
Totaux.....	413	645	1058

Composante verticale. — Les variations de la composante verticale étant moins sensibles que celles de la déclinaison et de la composante horizontale, il est

plus difficile de choisir, même arbitrairement, l'écart à partir duquel les observations peuvent être considérées comme perturbations. Nous nous abstiendrons donc, cette année encore, de citer des chiffres. Le travail a été fait avec 0,0001, mais ce chiffre trop faible donne un nombre de perturbations très élevé ; toutefois, le nombre total des observations troublées paraît présenter un minimum vers les premières heures du jour, et un maximum vers 19^h. En tenant compte de leur sens, on trouve que les observations troublées sont sensiblement en nombre égal de part et d'autre de la moyenne horaire.

VII. — RÉSUMÉ.

Sur les registres originaux, la déclinaison, la composante horizontale et la composante verticale ont été calculées pour chaque heure, d'après les courbes relevées au magnétographe ; nous ne publions ici, pour chacun de ces éléments, que quatre observations par jour, à six heures d'intervalle à partir de 0^h, et la moyenne diurne déduite des vingt-quatre observations horaires. Les heures sont comptées en temps civil, de 0^h à 24^h.

Dans les cas très rares où une portion de courbe a fait défaut, on y a suppléé au moyen d'une interpolation, par comparaison avec les courbes relevées simultanément à l'observatoire de Perpignan, par M. le Dr Fines. Les nombres ainsi obtenus sont marqués d'un astérisque.

Outre les quatre observations dont il vient d'être parlé, les Tableaux relatifs à la déclinaison contiennent les minima et maxima diurnes considérés comme *réguliers*, avec l'indication de l'heure à laquelle ils se sont produits ; cette heure est notée en fraction décimale.

La déclinaison est exprimée en minutes et dixièmes de minute ; les deux composantes, en unités C.G.S.

Les Tableaux mensuels se terminent par une colonne intitulée : *Remarques*, dans laquelle on a indiqué l'aspect général des courbes pour chaque jour.

Des Tableaux annuels donnent ensuite, pour la déclinaison, les deux composantes et l'inclinaison, les écarts avec la moyenne horaire mensuelle correspondante. Les écarts moyens mensuels de la déclinaison sont la différence entre les moyennes des minima et les moyennes des maxima diurnes réguliers ; pour les deux composantes, les écarts sont exprimés en unités du cinquième ordre.

L'inclinaison a été calculée au moyen de la formule

$$\operatorname{tang} I = \frac{Z}{H};$$

les écarts publiés dans le dernier Tableau ont été déduits des valeurs horaires mensuelles de cet élément, calculées comme il vient d'être dit.

Déclinaison. — Dans l'oscillation principale, le minimum se produit, en 1885, un peu après 8^h; le maximum, vers $13^h 20^m$. L'heure de ce maximum est assez constante; mais le minimum a lieu entre 7^h et 8^h en été, et un peu avant 9^h pendant les mois d'hiver. L'amplitude de l'oscillation principale atteint son maximum en juin (13',3), et son minimum en décembre (4',3); la moyenne des douze mois est de 9',7. Dans l'oscillation de nuit, le minimum se produit vers 0^h, et le maximum vers 3^h; l'amplitude de cette oscillation est seulement de 0',4. Nous avons vu que pendant la nuit les perturbations ont généralement pour effet de diminuer la déclinaison; il s'ensuit qu'en hiver, alors que la variation diurne est très faible, le minimum de nuit est quelquefois plus accentué que le minimum du matin.

La valeur absolue de la déclinaison en 1885, déduite de toutes les observations horaires, est de 16°6',9, soit une diminution de 6',3 sur la valeur de cet élément en 1884.

Composante horizontale. — En 1885, la composante horizontale, d'après la courbe annuelle, est minimum un peu après 10^h; elle augmente ensuite, d'abord rapidement jusqu'à 14^h, puis plus lentement jusque vers 19^h; elle reste alors stationnaire jusqu'à 3^h, passe par un maximum vers 5^h, et diminue ensuite régulièrement jusqu'au moment du minimum. Pendant les mois d'été, le maximum tombe le soir, vers 19^h, tandis qu'en hiver on le trouve de 6^h à 7^h. Le minimum a lieu entre 9^h et 10^h en été, et entre 11^h et midi dans la saison d'hiver. La variation diurne de la composante horizontale est maximum en juin (0,00043) et minimum en décembre (0,00013); la moyenne annuelle est de 0,00029, ce qui correspond à $\frac{149}{100000}$ de la composante.

La valeur absolue de la composante horizontale en 1885, déduite de toutes les observations horaires, est de 0,19427, en augmentation de 0,00016 sur la valeur de cet élément en 1884.

Composante verticale. — En 1885, la composante verticale est minimum un peu avant 12^h; elle se relève d'abord rapidement jusque vers 15^h, puis plus lentement jusqu'au moment du maximum, qui se produit vers 18^h; elle diminue ensuite assez régulièrement jusqu'à 2^h, se tient stationnaire vers sa valeur moyenne jusqu'à 8^h, puis continue de diminuer jusqu'au moment du minimum. L'amplitude de l'oscillation est maximum en mai (0,00039) et minimum en janvier (0,00010); la moyenne annuelle est de 0,00023, nombre qui correspond à $\frac{55}{100000}$ de la composante. L'oscillation de nuit, très faible d'ailleurs, n'est appréciable que pendant les mois de la saison chaude.

La valeur absolue de la composante verticale en 1885 est de 0,42198, soit une diminution de 0,00035 sur l'année précédente.

Inclinaison. — Les valeurs moyennes horaires de l'inclinaison ont été déduites de celles des deux composantes, au moyen de la relation indiquée plus haut. La courbe annuelle met en évidence une oscillation diurne unique. Le maximum a lieu en moyenne à 10^h; en hiver on le trouve seulement entre 11^h et 12^h, tandis qu'en été il se produit vers 8^h. L'inclinaison diminue ensuite lentement, et passe par un minimum vers 5^h. L'amplitude de l'oscillation diurne est de 2',4 en juin, et de 1',2 seulement en mars ; la moyenne annuelle est de 1',7.

La valeur absolue de l'inclinaison en 1885 est de 65° 16',8, en diminution de 1',6 sur la valeur de cet élément en 1884.

Force totale. — La force totale T a été calculée au moyen de la formule

$$T = \frac{H}{\cos I}.$$

Cet élément est soumis à une double oscillation diurne. Dans l'oscillation principale, le minimum en 1885 tombe vers 11^h, et le maximum vers 19^h. L'amplitude de cette oscillation est de 0,00046 en mai, et de 0,00011 seulement en décembre ; la moyenne annuelle est de 0,00029, nombre qui correspond à $\frac{62}{100000}$ de la force. L'oscillation secondaire est à peine sensible : le minimum se produit vers 3^h et le maximum vers 5^h.

La valeur absolue de la force totale en 1885 est de 0,46455, soit une diminution de 0,00023 sur la valeur de cet élément en 1884.

Janvier 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES (1).
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	9.2	11.1	10.1	9.6	9.7	7.2	9.0	12.1	13.0	437	428	447	444	439	219	215	217	215	217	Calme.
2....	11.4	13.2	9.7	1.5	10.3	//	//	//	//	463	346	384	449	418	212	220	236	214	222	Perturbation.
3....	9.3	12.2	10.0	8.6	9.8	7.9	9.0	13.1	13.0	421	412	426	424	422	215	218	229	224	221	Presque calme.
4....	10.0	13.1	9.6	9.2	9.6	6.8	9.5	13.1	12.5	433	412	427	431	427	218	210	218	212	217	Id.
5....	9.0	11.8	9.6	8.9	9.6	8.2	9.0	12.4	12.7	435	422	438	431	431	215	205	213	210	212	Calme.
6....	9.7	12.1	11.0	7.4	10.0	7.6	8.5	14.2	13.0	439	415	442	432	433	212	208	219	218	214	Id.
7....	8.2	10.8	11.0	8.0	9.7	7.6	9.0	12.9	12.6	441	425	430	433	432	221	208	214	214	215	Presque calme.
8....	8.2	13.5	9.6	3.0	9.3	8.0	8.0	14.4	11.8	435	409	429	413	424	213	213	225	229	220	Perturbation
9....	8.0	12.4	11.0	5.4	8.6	8.0	9.0	13.2	13.0	405	414	452	435	421	216	219	219	216	220	nuit du 8 au 9.
10....	10.7	12.9	7.2	8.9	9.7	8.3	8.5	13.6	13.3	442	422	412	421	428	211	214	229	219	219	Très agitée.
11....	9.3	10.7	5.8	8.5	9.6	8.2	8.5	13.2	13.2	433	413	411	428	426	214	211	221	216	215	Un peu agitée.
12....	9.7	12.1	8.7	7.9	9.9	7.9	9.0	14.0	12.6	434	412	424	441	427	213	220	226	216	219	Agitée.
13....	9.3	10.4	9.6	9.3	10.0	9.3	8.0	11.7	13.7	436	414	432	433	428	217	217	217	217	217	Presque calme.
14....	10.3	11.7	9.7	9.7	10.0	7.9	9.0	13.1	13.2	443	423	434	432	432	219	224	229	224	224	Calme.
15....	9.6	11.2	9.6	9.0	10.1	9.0	9.0	13.5	13.0	442	422	430	439	435	224	222	228	223	224	Id.
16....	10.4	10.7	9.7	9.0	9.7	7.9	8.5	12.9	13.0	441	431	431	433	433	226	222	230	226	227	Presque calme.
17....	8.9	10.7	10.7	8.5	9.5	8.2	8.5	13.2	14.0	441	431	427	431	434	224	222	233	228	227	Id.
18....	9.3	10.7	10.7	5.3	9.6	7.9	8.5	13.7	14.0	426	421	424	420	426	223	216	226	222	224	Id.
19....	9.3	11.9	12.4	7.6	10.1	8.2	8.0	13.9	13.3	434	430	413	426	426	224	221	239	234	229	Un peu agitée.
20....	8.7	9.6	10.7	8.5	9.4	7.6	9.0	12.8	14.0	426	416	434	427	426	228	212	220	223	222	Id.
21....	9.4	10.8	10.8	2.3	9.4	8.2	9.0	13.9	13.2	437	418	438	425	431	223	216	224	214	221	Id.
22....	9.3	12.1	9.9	11.5	9.0	7.9	8.5	//	//	435	416	345	401	397	216	212	261	227	228	Perturbation
23....	9.3	14.9	10.7	6.5	10.2	8.0	8.7	//	//	408	385	410	403	402	224	225	232	230	227	nuit du 22 au 23.
24....	9.3	12.8	10.4	8.6	9.7	8.6	8.4	13.5	12.2	415	397	418	416	411	227	217	226	225	225	Presque calme.
25....	9.4	11.4	9.3	8.3	10.0	9.3	8.0	15.1	13.2	433	386	417	415	415	223	220	225	225	224	Calme.
26....	8.7	10.8	10.0	9.9	9.7	7.6	8.5	12.2	13.0	423	404	426	428	421	222	220	222	224	222	Id.
27....	9.3	10.7	13.3	10.0	10.3	7.9	8.5	13.5	12.8	437	413	425	409	422	222	218	225	237	226	Presque calme
28....	8.6	13.5	13.3	8.7	10.4	7.9	8.5	15.3	13.5	422	410	412	422	417	229	222	235	235	232	Id.
29....	8.7	11.1	9.4	8.5	9.2	7.9	8.0	12.1	13.0	433	425	427	456	426	232	221	231	236	230	Calme.
30....	8.6	12.4	10.8	8.6	9.9	//	//	//	//	438	383	396	414	405	226	230	244	234	232	Agitée.
31....	9.2	9.3	9.3	9.3	9.4	//	//	//	//	422	424	419	419	421	228	226	226	228	227	Calme.
Moy.	9.3	11.7	10.1	7.9	9.7	8.0	8.6	13.3	13.1	433	412	422	427	424	221	218	227	223	223	

(1) Les remarques sont relatives à l'allure des courbes relevées au magnétographe.

Février 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	9.0	8.3	8.3	6.9	8.4	8.6	8.0	9.6	13.5	426	419	416	419	421	224	216	221	221	220	Calme.
2....	7.0	10.4	9.4	8.7	8.6	7.5	8.0	10.8	13.0	429	410	418	422	419	218	215	211	210	214	Id.
3....	6.9	11.9	9.7	8.3	9.2	6.9	6.0	13.2	13.0	431	412	422	421	421	214	218	216	210	214	Id.
4....	9.4	11.9	9.0	8.3	9.9	8.3	8.0	13.2	13.0	420	419	402	426	420	209	203	217	210	210	Presque calme.
5....	8.3	10.9	11.6	9.0	9.0	8.3	8.0	//	//	429	423	371	403	416	209	208	224	210	213	Perturbation
6....	6.2	12.1	10.1	8.3	8.8	//	//	12.3	13.2	430	412	414	414	411	210	217	216	213	215	nuit du 5 au 6.
7....	8.3	11.1	10.1	6.5	9.1	7.6	8.0	12.1	13.5	423	419	429	415	421	209	214	214	210	212	Peu agitée.
8....	7.3	13.9	10.9	6.5	9.3	7.2	8.7	13.9	14.0	431	404	398	413	411	203	210	224	214	213	Agitée.
9....	8.3	11.1	9.7	9.7	9.5	8.3	8.0	12.6	13.0	433	413	423	425	420	208	206	212	205	209	Presque calme.
10....	8.9	19.4	10.8	8.3	10.8	8.3	8.0	//	//	433	353	396	414	414	200	202	226	214	210	Perturbation.
11....	8.2	10.8	8.7	8.3	8.8	8.2	8.0	11.4	13.0	407	416	418	407	414	211	206	210	211	210	Peu agitée.
12....	4.7	12.3	12.3	6.9	9.2	//	//	//	//	447	399	395	383	410	181	203	220	229	209	Perturbation matin
13....	8.2	12.1	11.1	8.9	9.0	//	//	//	//	428	415	414	436	411	219	216	228	211	220	et nuit du 12 au 13.
14....	7.2	13.0	8.6	8.6	9.0	7.0	8.2	13.4	12.7	415	418	416	420	417	208	210	220	216	214	Presque calme.
15....	8.3	11.4	9.6	8.2	8.9	7.2	9.0	11.6	12.3	426	423	427	420	423	215	208	213	216	215	Id.
16....	8.3	12.1	8.9	5.1	8.6	6.9	7.5	13.6	12.7	429	410	422	422	421	214	205	213	205	212	Id.
17....	7.0	13.9	9.7	2.3	8.9	//	//	15.0	12.7	426	409	419	451	421	199	190	199	191	197	Un peu agitée.
18....	8.2	14.8	10.9	3.3	9.4	7.5	8.0	//	//	430	419	420	416	420	203	200	218	211	206	Agitée.
19....	8.6	11.8	10.0	8.4	9.5	6.9	8.5	13.4	13.6	430	403	420	429	423	205	203	208	209	206	Peu agitée
20....	8.3	12.5	9.7	8.4	8.9	5.5	9.5	12.5	13.0	437	426	429	435	431	211	199	214	217	211	Calme.
21....	7.2	12.9	15.1	4.0	9.7	6.9	9.0	15.5	14.0	431	403	403	399	420	206	205	219	218	212	Un peu agitée.
22....	7.6	13.9	10.0	8.6	7.9	6.6	8.5	13.9	12.8	417	412	417	431	413	215	206	222	214	215	Très agitée.
23....	7.5	13.2	9.6	8.3	9.5	6.9	8.5	15.5	14.0	431	413	421	421	424	212	198	207	202	208	Presque calme
24....	8.0	12.2	9.4	8.4	9.0	5.8	9.4	14.1	12.6	428	426	431	430	429	202	201	217	218	210	Calme.
25....	7.5	12.5	9.4	8.0	8.8	6.2	9.2	12.9	13.0	431	434	432	442	435	217	208	221	219	217	Id.
26....	7.3	12.1	9.3	8.7	8.8	5.2	9.0	13.6	13.0	437	422	434	442	433	215	202	216	215	214	Id.
27....	5.7	15.0	8.7	8.6	10.1	//	//	//	//	424	435	409	428	421	207	202	236	219	219	Agitée.
28....	8.3	10.0	14.1	6.2	8.6	4.8	8.7	13.0	13.4	446	427	382	427	423	212	196	229	212	215	Perturbation.
Moy.	7.7	12.4	10.2	7.5	9.1	7.1	8.3	13.0	13.1	429	414	414	421	420	209	206	218	213	212	

Mars 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	6.9	12.1	7.6	5.2	8.5	"	"	"	"	420	416	417	410	418	212	204	224	214	213	Agitée.
2....	6.5	12.3	9.1	7.5	8.6	6.1	8.4	14.7	13.4	430	405	421	419	414	210	203	224	222	215	Presque calme.
3....	7.7	12.3	5.4	4.8	8.5	5.2	8.9	13.9	13.0	423	406	422	413	415	218	204	243	243	225	Id.
4....	7.4	11.8	9.4	6.9	8.7	4.4	9.0	13.6	13.5	432	416	419	425	424	238	221	246	240	239	Id.
5....	8.4	10.9	9.4	5.8	8.4	4.8	9.3	14.7	13.8	438	423	427	427	428	236	210	232	232	231	Id.
6....	6.9	10.7	10.2	7.6	8.8	4.4	9.3	14.7	13.7	432	421	437	439	434	233	215	236	230	229	Id.
7....	7.9	12.2	10.5	8.2	9.0	5.9	9.2	14.8	13.6	440	409	422	430	431	226	212	236	227	226	Id.
8....	8.0	10.4	9.1	8.3	8.7	5.5	9.1	12.9	14.3	436	408	421	420	408	224	212	224	224	223	Id.
9....	7.0	11.6	9.1	8.3	8.9	4.4	9.2	13.9	13.5	424	420	423	424	422	221	198	225	222	218	Calme.
10....	7.5	12.5	10.9	9.0	9.6	5.0	9.3	16.4	13.9	431	405	440	435	427	224	207	222	223	221	Id.
11....	7.6	14.4	9.8	8.0	9.5	5.8	9.2	16.6	13.9	431	401	423	420	419	212	198	224	225	219	Id.
12....	6.2	15.2	15.7	8.3	10.1	6.3	9.0	16.6	13.6	414	416	394	415	412	219	208	241	230	225	Peu agitée.
13....	7.3	16.6	9.8	7.7	10.0	5.0	8.9	"	"	420	399	391	407	407	223	213	239	226	227	Très agitée.
14....	7.7	13.4	10.7	5.9	9.2	5.5	9.1	15.2	13.4	414	404	433	407	411	219	203	225	226	219	Agitée.
15....	5.7	19.4	6.9	-3.9	7.4	"	"	"	"	434	371	339	348	378	211	210	303	193	238	Grande perturbation.
16....	7.5	12.9	8.4	6.8	7.5	6.2	8.7	"	"	361	394	395	406	386	213	241	250	242	233	Peu agitée.
17....	6.2	10.4	9.7	8.6	8.0	3.9	8.5	11.6	13.4	413	408	404	414	409	241	224	251	253	243	Presque calme.
18....	6.9	12.1	9.1	7.7	8.5	3.9	8.8	13.7	13.5	417	414	426	426	419	239	215	244	238	237	Calme.
19....	7.3	12.6	9.7	7.2	9.0	3.9	8.8	15.2	13.5	429	414	428	452	426	238	233	246	241	241	Id.
20....	6.9	14.0	11.8	4.1	7.9	4.3	9.0	"	"	444	421	417	413	427	238	221	253	252	240	Très agitée.
21....	7.3	11.6	10.0	4.8	7.4	3.4	8.7	15.0	14.0	436	407	426	418	422	240	232	256	234	244	Agitée.
22....	6.9	12.7	9.7	8.3	9.2	4.5	9.1	15.0	13.9	438	394	422	439	426	243	224	256	243	243	Calme.
23....	7.6	13.9	10.2	8.3	9.5	4.4	8.6	16.6	14.0	436	394	404	422	419	240	223	243	232	237	Presque calme.
24....	7.6	11.1	9.7	8.4	8.5	3.6	9.0	14.4	13.7	428	403	411	418	416	225	207	231	231	225	Calme.
25....	7.6	13.0	9.7	8.7	8.9	4.4	8.9	13.9	13.3	428	398	407	422	414	229	217	236	231	231	Id.
26....	7.5	11.8	9.0	8.7	8.8	3.6	9.3	14.4	13.5	428	412	431	430	423	232	219	238	233	234	Id.
27....	6.9	13.9	8.3	8.3	8.6	3.8	8.6	15.1	13.1	423	421	432	437	428	225	204	228	230	225	Id.
28....	6.9	12.2	9.4	8.7	8.6	3.3	8.7	13.7	13.9	437	418	431	444	432	234	215	236	237	232	Presque calme.
29....	6.9	12.1	9.1	8.0	8.8	3.7	8.9	15.2	13.8	432	415	443	444	436	231	219	235	237	232	Calme.
30....	6.9	11.8	9.0	7.0	8.4	2.2	9.0	16.6	14.0	444	401	440	440	431	237	194	246	221	220	Id.
31....	7.7	11.8	8.6	7.6	8.4	1.9	8.8	16.2	13.8	401	408	442	448	438	218	200	220	218	216	Id.
Moy.	7.2	12.7	9.5	7.4	8.7	4.5	8.9	14.8	13.7	428	408	419	424	420	227	213	238	231	229	

Avril 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	6.9	13.4	8.3	7.7	8.3	"	"	15.1	14.0	420	401	402	433	433	207	197	236	222	217	Un peu agitée.
2....	6.9	11.8	7.7	5.9	8.1	2.1	8.8	15.5	13.3	444	412	443	432	434	226	198	227	221	220	Id.
3....	8.4	12.5	8.3	8.2	9.4	3.2	8.9	17.6	13.7	435	397	399	421	419	219	209	249	222	225	Très agitée.
4....	7.6	10.8	7.6	7.9	8.6	2.9	8.4	15.3	13.3	427	396	432	427	421	221	198	223	214	217	Presque calme.
5....	6.9	11.6	8.2	7.6	8.0	2.5	8.6	14.0	13.4	436	405	435	431	426	223	192	210	205	211	Calme.
6....	6.8	10.9	9.1	6.8	8.1	1.5	9.0	16.1	14.1	432	406	440	432	427	210	173	201	202	199	Id.
7....	5.5	12.6	8.3	7.7	7.7	2.9	8.5	15.4	13.0	430	423	439	436	432	205	168	219	213	205	Id.
8....	5.5	15.2	10.5	5.4	8.4	"	"	18.0	13.0	457	404	409	452	423	186	182	239	219	210	Très agitée.
9....	5.5	11.1	5.5	8.4	7.9	4.3	8.0	12.5	13.6	428	402	418	430	420	219	199	227	214	216	Presque calme.
10....	6.2	11.1	8.4	7.7	8.0	2.2	8.5	14.0	14.1	425	409	425	442	425	205	183	209	202	205	Id.
11....	5.7	15.5	6.8	8.3	8.5	4.3	8.1	15.9	13.1	425	421	435	436	430	197	179	215	208	203	Id.
12....	6.8	13.0	8.3	11.8	8.6	3.9	8.5	15.2	12.8	437	411	431	470	431	210	191	216	208	207	Calme.
13....	9.3	15.9	7.9	6.9	9.1	"	"	17.7	12.7	436	412	423	436	429	211	203	228	219	215	Agitée.
14....	4.8	12.2	8.3	4.1	7.5	1.8	8.4	13.7	13.4	441	425	444	424	434	213	192	211	223	210	Presque calme.
15....	5.2	13.7	9.6	3.4	7.4	4.3	8.0	16.5	13.8	453	411	422	429	428	212	193	237	226	218	Très agitée le soir.
16....	4.7	14.4	9.0	7.3	7.9	2.0	8.0	17.1	13.5	434	421	433	437	430	226	191	232	215	218	Agitée
17....	10.5	12.3	8.3	7.9	8.2	2.2	8.5	14.0	13.2	478	422	452	444	438	210	215	244	218	225	Agitée le matin.
18....	5.5	11.9	8.4	7.0	7.6	2.2	9.0	15.4	13.4	441	436	449	440	440	208	222	237	219	220	Presque calme.
19....	5.5	12.6	10.9	7.2	8.6	2.6	9.0	16.7	13.8	454	425	425	437	437	213	197	244	223	219	Id.
20....	6.9	11.9	8.9	4.1	7.9	3.6	7.8	15.2	13.0	440	414	447	433	434	214	193	209	206	208	Peu agitée.
21....	5.4	15.2	8.7	7.3	8.5	4.5	8.8	15.7	13.5	438	413	442	441	431	209	191	216	211	208	Presque calme.
22....	5.5	11.5	8.9	7.9	7.8	2.7	8.5	12.9	13.5	434	424	443	448	437	209	191	218	217	211	Calme.
23....	5.4	9.8	8.0	5.8	7.3	2.2	8.6	12.5	13.2	445	424	455	437	443	214	192	209	198	208	Id.
24....	5.0	11.3	10.4	8.2	8.0	2.7	9.1	13.9	13.5	428	430	414	444	432	193	186	229	219	206	Id.
25....	2.9	13.3	7.6	7.2	7.8	1.5	7.9	15.0	13.0	430	413	439	436	430	214	198	215	204	210	Id.
26....	5.7	12.3	8.4	6.2	8.1	3.9	9.0	16.4	14.0	432	434	446	449	439	205	196	223	215	210	Agitée le soir.
27....	9.7	14.0	9.7	6.9	9.3	"	"	"	"	436	409	452	435	437	203	193	221	218	210	Très agitée.
28....	5.7	13.7	8.2	7.3	8.5	0.5	8.5	18.4	13.1	443	384	435	415	420	216	204	235	215	218	Id.
29....	4.1	8.9	8.2	7.3	7.2	3.4	9.0	11.9	13.8	418	414	442	431	426	213	198	218	215	213	Presque calme.
30....	5.1	13.3	8.4	7.6	8.0	3.6	8.4	15.0	12.5	440	420	450	437	434	221	187	217	207	211	Id.
Moy.	6.2	12.6	8.5	7.0	8.1	2.8	8.5	15.3	13.4	439	414	434	436	431	211	194	224	214	212	

Mai 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16°+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	4.3	12.9	8.6	8.2	8.4	3.4	7.7	15.9	13.1	439	414	451	450	437	208	194	215	210	207	Calme.
2....	6.1	12.3	8.3	6.8	8.2	3.3	8.0	16.8	13.9	459	424	439	441	448	219	193	225	217	214	Presque calme.
3...	5.4	12.3	7.6	6.9	7.9	2.0	7.9	16.5	13.4	444	431	451	450	444	219	190	214	210	209	Calme.
4....	3.9	10.7	9.6	5.7	7.8	2.7	8.4	15.4	14.2	448	414	443	447	440	211	165	212	206	202	Presque calme.
5....	4.3	12.9	9.8	2.9	7.4	2.2	7.1	15.2	12.9	446	436	444	429	436	209	174	220	214	206	Id.
6....	3.2	13.9	7.7	4.5	7.1	1.5	8.0	15.1	12.5	432	424	448	438	436	212	187	219	214	209	Peu agitée.
7....	4.4	14.0	7.0	7.0	7.5	2.6	8.0	14.4	12.3	434	435	443	446	437	207	181	214	210	206	Id.
8 ...	0.7	14.3	6.6	7.2	7.4	0.1	6.1	15.1	13.6	427	430	440	439	434	214	193	216	213	210	Calme.
9....	4.1	15.0	8.3	7.5	7.9	2.6	7.5	15.1	12.1	438	439	457	448	443	216	173	210	211	204	Id.
10....	2.0	17.9	6.9	7.2	8.0	"	"	18.0	13.0	441	462	447	451	450	210	150	210	204	196	Perturbation.
11....	0.1	16.6	8.0	5.2	8.2	"	"	17.9	13.0	441	438	388	410	419	209	175	260	218	215	Très agitée.
12....	3.4	12.3	7.7	6.9	8.0	"	"	12.3	12.0	423	428	437	449	427	203	197	216	219	210	Id.
13....	4.1	14.7	4.8	-8.7	6.1	2.7	7.0	"	"	429	431	427	409	421	216	181	236	169	205	Perturbation
14....	5.4	13.9	8.6	7.0	7.2	4.0	7.9	15.4	13.0	387	403	407	417	396	212	191	218	222	206	nuit du 13 au 14.
15....	5.4	14.4	6.1	5.7	7.9	3.6	6.5	16.5	13.5	421	403	443	423	417	221	184	228	210	212	Très agitée le soir.
16....	4.1	9.7	9.3	8.0	7.3	2.6	7.5	12.6	13.8	420	423	428	439	424	214	188	221	206	205	Peu agitée.
17....	3.4	10.8	8.3	6.9	7.6	2.0	7.0	13.3	14.3	430	404	449	435	429	213	189	221	206	207	Id.
18....	5.5	10.5	9.7	6.9	8.0	4.0	7.5	14.1	13.1	423	414	444	434	430	214	184	214	212	206	Presque calme.
19....	2.7	12.1	7.2	8.4	7.3	1.3	6.4	12.7	13.1	426	432	439	427	432	219	179	213	207	206	Calme.
20 ...	4.3	12.2	8.3	7.0	7.8	4.0	7.5	12.5	12.4	412	427	462	438	436	209	185	214	210	207	Id.
21....	2.9	12.5	6.1	7.6	7.5	1.6	6.2	14.0	13 0	426	408	447	439	426	211	182	222	205	204	Id.
22....	4.0	11.8	7.0	8.2	7.7	2.2	7.3	12.5	13.0	432	432	445	432	437	206	178	203	203	199	Id.
23....	3.0	15.1	6.8	7.9	7.9	1.6	7.1	15.1	12.0	433	451	461	441	440	211	175	215	209	203	Id.
24....	1.9	17.1	8.7	7.3	8.7	1.2	7.0	18.0	13.0	433	440	448	448	436	206	166	215	203	199	Presque calme.
25....	2.2	12.6	13.6	6.9	8.6	1.5	6.5	"	"	438	427	472	451	448	205	154	222	214	201	Série
26....	11.1	9.7	5.5	6.9	7.5	"	"	"	"	374	366	432	417	401	203	200	227	218	210	de perturbations
27....	13.2	10.1	9.1	9.7	8.1	"	"	"	"	438	362	439	430	414	193	194	236	194	210	du 25 au 28.
28....	9.6	12.3	4.1	7.6	8.7	"	"	"	"	409	374	462	416	414	170	185	239	216	197	
29....	1.6	13.9	7.2	5.5	7.1	-0.3	8.5	16.5	13.1	402	392	433	437	413	220	180	223	206	209	Agitée.
30....	2.5	12.3	8.2	5.8	6.4	-0.2	8.1	13.7	12.5	399	381	447	429	413	211	184	219	206	205	Id.
31....	3.3	10.9	9.4	6.1	7.1	0.0	8.0	16.5	13.8	417	395	415	428	424	207	175	221	208	205	Presque calme.
Moy.	4.3	13.0	7.9	6.3	7 7	2.0	7.4	15.0	13.1	427	417	442	435	429	210	182	221	209	206	

Juin 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16°+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	2.6	12.7	8.0	4.4	7.3	1.1	6.8	15.2	13.8	418	421	446	424	424	211	177	212	206	203	Calme.
2....	1.2	12.3	8.4	7.0	6.7	0.2	6.8	15.4	14.3	420	391	434	436	421	209	186	208	200	200	Id.
3....	3.7	12.9	7.9	4.4	7.4	2.3	8.0	13.7	13.0	422	427	439	439	430	210	182	196	200	198	Id.
4....	2.9	12.6	7.5	7.3	6.5	"	"	15.2	13.0	437	414	453	447	429	203	192	219	207	203	Agitée.
5....	0.0	11.8	8.2	7.6	6.4	0.0	6.0	13.7	13.1	415	435	446	443	431	207	187	213	204	203	Peu agitée.
6....	-0.2	10.9	6.8	6.8	6.3	-0.3	7.0	12.4	13.1	423	419	447	441	431	209	182	205	208	202	Calme.
7....	1.5	10.9	8.0	5.5	6.8	1.2	7.5	13.7	14.1	431	443	442	443	440	210	194	216	215	208	Id.
8....	2.7	10.1	6.8	7.7	6.6	2.6	6.6	10.2	12.1	444	435	446	455	442	215	186	213	214	209	Id.
9....	1.2	10.8	8.3	6.2	7.0	-0.8	6.2	11.9	13.8	462	446	461	455	450	214	183	217	209	206	Presque calme
10....	4.1	11.1	8.4	5.5	7.7	"	"	12.9	14.9	453	447	441	428	443	204	176	204	204	196	Agitée.
11....	2.2	11.9	8.6	7.3	7.9	1.8	5.2	15.2	13.0	433	404	426	435	424	197	168	200	191	191	Peu agitée.
12....	6.2	10.8	8.2	7.0	7.8	2.7	7.8	15.1	13.7	423	397	427	432	423	200	174	205	199	195	Presque calme
13....	0.7	13.3	8.0	6.2	7.8	0.1	6.8	15.2	14.0	435	419	432	435	432	208	191	212	205	202	Id.
14....	2.0	17.5	9.3	6.8	8.0	0.0	7.0	18.7	13.2	427	402	451	446	430	212	191	213	200	204	Calme.
15....	3.9	9.0	6.8	8.3	6.8	-1.3	8.9	13.8	14.1	445	426	437	441	439	203	183	205	201	200	Id.
16....	2.6	10.1	8.7	6.2	7.4	2.5	7.0	15.1	14.0	431	415	447	432	433	204	200	213	205	203	Presque calme.
17....	2.9	10.4	8.0	5.2	6.7	2.7	8.1	14.7	14.1	425	421	443	429	430	205	191	210	202	202	Calme.
18....	2.9	10.2	9.4	4.0	6.9	2.6	7.5	13.9	13.9	429	430	437	420	433	202	171	204	214	198	Agitée.
19....	2.5	11.8	7.7	4.4	6.6	"	"	14.0	13.0	419	411	454	433	430	206	205	216	215	210	Id.
20....	0.1	13.7	9.5	6.4	7.3	"	"	"	"	427	427	432	438	432	211	209	213	200	209	Très agitée.
21....	3.2	12.6	8.4	5.4	7.7	0.0	6.5	14.1	13.0	429	413	445	426	432	205	183	192	194	193	Peu agitée.
22....	1.3	12.3	6.9	2.0	5.7	"	"	15.1	12.9	424	425	447	445	426	199	184	203	197	196	Agitée.
23....	0.9	11.8	7.5	6.1	6.3	-1.2	6.8	12.3	12.2	417	420	448	423	422	209	192	214	218	206	Agitée le matin.
24....	1.2	12.5	7.7	-3.7	6.1	0.0	8.0	14.9	13.7	420	425	452	466	432	211	181	213	200	206	Calme.
25....	-1.4	16.6	10.7	-1.0	6.3	"	"	"	"	480	359	428	389	408	172	184	266	212	212	Grande perturbation.
26....	5.5	13.2	8.4	6.9	7.7	4.0	8.9	14.6	13.5	381	397	428	413	403	186	193	221	215	203	Très agitée le matin.
27....	1.9	10.9	5.8	6.1	6.5	0.7	8.5	14.6	14.0	409	398	425	429	411	215	181	210	206	207	Calme.
28....	2.6	12.6	6.6	5.4	6.8	1.2	7.5	13.8	13.5	423	414	443	438	430	202	181	208	201	199	Id.
29....	2.3	11.1	6.9	5.7	6.6	1.4	8.2	15.9	14.0	431	420	446	439	434	206	173	200	196	196	Id.
30....	0.5	10.8	15.3	6.2	6.8	-0.8	7.5	15.0	14.0	435	405	447	442	434	199	162	198	199	190	Id.
Moy.	2.1	12.0	8.2	5.4	6.9	0.9	7.3	14.3	13.5	429	417	442	435	429	205	185	211	205	202	

Juillet 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16°+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	2.0	15.5	7.5	5.7	8.1	1.5	7.5	"	"	442	442	468	424	444	191	171	212	204	194	Très agitée.
2....	3.7	11.1	9.1	6.8	7.5	2.7	8.0	14.8	14.4	409	404	434	437	419	204	157	208	203	195	Calme.
3....	2.7	14.1	8.6	5.6	7.7	2.6	7.9	15.5	13.1	433	413	419	438	429	206	181	202	196	198	Presque calme.
4....	2.0	11.2	8.2	5.9	6.8	1.5	8.0	15.7	13.5	435	426	430	445	436	197	171	202	193	192	Peu agitée.
5....	1.8	8.7	12.5	4.4	7.0	1.8	6.0	14.0	15.5	442	436	456	449	445	190	166	190	200	188	Id.
6....	0.2	10.9	7.5	6.9	6.4	"	"	11.5	14.7	432	431	443	440	432	201	184	217	208	202	Agitée.
7....	0.7	12.1	8.0	6.2	6.6	0.0	6.6	12.3	13.5	426	423	434	437	432	208	185	210	202	204	Peu agitée.
8....	0.9	13.4	5.8	5.4	6.6	0.0	7.2	13.5	12.1	423	433	444	434	432	202	169	207	200	196	Calme.
9....	0.9	12.4	6.3	5.2	6.3	0.7	6.4	12.8	11.8	438	443	444	455	441	198	171	200	195	193	Id.
10....	1.5	10.8	7.2	6.3	6.7	0.9	5.6	13.0	14.1	441	426	437	448	439	191	178	197	200	192	Id.
11....	1.2	12.3	6.9	1.9	6.2	0.8	6.8	12.9	12.7	435	432	433	448	441	201	177	205	199	197	Peu agitée.
12....	0.2	11.8	7.6	5.1	6.4	0.1	6.5	12.5	14.1	429	427	449	449	439	203	186	202	192	197	Presque calme.
13....	4.8	12.0	9.2	6.5	7.8	3.3	8.5	15.4	14.4	441	431	452	449	443	201	185	212	197	199	Id.
14....	2.2	12.2	8.6	6.3	7.0	0.9	7.0	14.9	13.8	432	429	442	438	435	207	182	203	197	199	Calme.
15....	4.9	11.9	9.4	6.3	7.8	1.5	8.5	16.3	14.1	435	399	442	436	429	207	176	199	198	197	Presque calme.
16....	3.0	12.2	7.9	5.5	7.4	2.9	5.9	13.0	13.6	430	413	439	449	436	202	186	215	201	202	Id.
17....	-0.6	12.3	9.2	5.4	6.9	-0.7	6.6	13.5	13.5	419	431	453	456	440	204	159	194	194	189	Agitée le soir.
18....	1.6	12.7	8.0	6.7	6.8	"	"	"	"	427	452	436	420	429	200	181	224	207	203	Très agitée.
19....	2.3	13.3	8.7*	6.7*	7.4	2.1	6.5	13.7	12.5	414	412	431	424	419	210	189	215	201	203	Presque calme.
20....	1.6*	10.5	6.9	5.2*	6.7					420	421	434	428	425	201	187	202	207	200	Calme.
21....	4.2	9.2	8.0	6.0*	6.9					421	413	439	420	427	206	178	214	209	204	Peu agitée.
22....	4.5	14.0	7.5	5.5*	8.0					418	424	441	438	429	205	168	205	191	197	Id.
23....	2.7	11.4	7.1	6.6*	7.2					425	422	435	446	431	202	177	198	193	192	Calme.
24....	3.2	11.9	9.2	6.5*	7.5					422	431	446	429	436	205	181	195	193	194	Presque calme.
25....	3.2	11.3	9.3	5.9*	7.4					427	402	419	417	421	193	182	223	199	196	Agitée.
26....	4.8*	11.8	5.5	4.2*	6.3					410	409	433	427	418	201	168	205	195	195	Calme.
27....	2.8	11.0	7.5	5.1	6.7					412	389	436	437	417	204	179	200	193	194	Presque calme.
28....	1.4	11.3	8.4	5.4	7.0					426	435	435	423	423	199	184	196	188	192	Agitée.
29....	2.0	10.1	6.4	5.1	6.1	0.5	7.0	11.3	14.0	419	390	428	412	416	203	168	194	183	188	Presque calme.
30....	1.0	13.1	4.7	6.2	6.3	0.5	7.0	14.4	12.9	415	399	425	421	416	191	165	194	184	184	Calme.
31....	1.8	11.0	6.7	5.2	5.9	-0.5	7.5	13.5	13.2	415	401	427	443	421	199	154	176	182	181	Peu agitée.
Moy.	2.2	11.8	7.8	5.7	6.9	1.2	7.1	13.7	13.6	426	421	441	437	430	201	176	204	197	195	

Août 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16°+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000+). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	2.6	15.1	9.1	8.3	8.3	"	"	"	"	441	395	386	422	420	177	153	217	193	185	Perturbation.
2....	2.1	10.9	8.9	9.4	8.1	"	"	13.4	14.0	425	401	434	427	418	182	168	211	196	190	Agitée.
3....	3.4	11.9	8.9	7.4	7.8	2.8	6.5	13.4	14.5	433	413	421	431	420	196	161	204	195	189	Peu agitée.
4....	3.0	11.6	7.0	5.6	7.4	1.4	7.6	14.7	14.1	422	399	433	436	426	199	178	214	199	197	Agitée.
5....	1.2	6.8	3.0	5.7	4.5	-0.6	8.1	8.3	13.2	423	416	434	438	427	201	174	203	192	194	Presque calme.
6....	0.8	10.9	3.6	4.1	4.9	0.4	7.5	11.0	13.5	436	435	440	441	433	197	171	197	191	192	Calme.
7....	5.4	11.8	5.5	3.4	5.7	"	"	"	"	435	426	450	431	435	187	178	219	182	196	Très agitée.
8....	0.0	9.6	3.2	2.6	4.2	"	"	11.2	12.9	418	425	467	429	423	203	179	207	195	195	Agitée.
9....	1.2	10.4	3.4	5.5	5.0	-0.2	7.0	10.5	12.2	428	425	433	448	428	181	170	198	194	189	Presque calme.
10....	0.1	9.4	4.6	3.7	4.8	-0.4	7.5	12.6	13.2	423	415	439	439	424	194	171	194	183	187	Id.
11....	0.7	11.8	5.0	5.2	5.8	0.4	6.8	15.0	13.4	419	414	446	441	429	189	168	193	179	184	Id.
12....	1.7	10.4	4.1	6.9	5.9	-1.0	8.0	14.0	13.6	421	402	431	431	421	186	171	201	190	187	Id.
13....	3.5	12.0	6.8	4.3	6.7	1.4	7.6	12.7	12.9	414	430	430	432	425	193	170	192	184	185	Calme.
14....	0.7	14.3	3.6	4.2	6.0	0.0	7.0	15.7	12.9	427	400	424	437	423	190	160	192	183	183	Id.
15....	1.3	14.0	7.9	5.4	6.8	0.0	6.6	15.7	12.6	427	410	433	436	426	194	159	183	179	180	Id.
16....	2.9	12.2	6.1	3.0	6.6	-0.7	7.5	14.6	13.8	433	414	421	420	422	184	168	187	184	182	Peu agitée.
17....	2.3	11.7	7.0	5.0	6.3	2.2	6.2	12.5	12.5	416	430	433	433	425	187	165	186	185	181	Calme.
18....	2.3	13.1	7.8	6.5	7.1	1.4	7.0	14.9	13.2	424	415	428	433	424	187	164	186	184	182	Id.
19....	2.7	10.9	6.9	7.0	7.1	1.0	7.4	13.7	13.2	427	408	442	441	427	185	166	179	182	179	Id.
20....	2.7	13.2	7.9	6.3	7.3	"	"	13.3	13.0	423	394	421	439	423	180	166	181	180	178	Agitée.
21....	3.6	12.0	7.2	6.2	7.2	"	"	15.0	13.5	418	418	428	431	418	177	168	191	183	180	Très agitée.
22....	2.9	12.1	5.9	4.7	6.9	1.8	7.8	13.4	13.2	417	417	410	427	417	190	155	193	176	180	Agitée.
23....	3.1	12.5	5.2	7.0	6.7	3.0	6.5	13.0	12.5	399	395	412	416	402	189	159	184	179	180	Calme.
24....	2.9	14.2	7.4	6.7	7.6	2.8	7.1	14.5	12.4	402	406	408	416	406	184	162	179	179	179	Id.
25....	3.8	12.7	6.3	2.3	7.2	3.1	6.7	13.8	12.8	408	401	409	412	412	185	173	181	180	181	Id.
26....	1.0	16.4	6.6	2.0	6.3	"	"	16.8	12.2	415	409	419	415	411	182	155	186	186	180	Peu agitée.
27....	1.8	15.2	7.9	1.8	6.4	"	"	15.2	12.0	407	412	429	422	418	180	157	181	174	176	Agitée le soir.
28....	2.4	16.2	7.0	-0.4	6.5	"	"	"	"	417	412	412	408	406	178	167	205	179	186	Très agitée.
29....	8.6	13.5	5.3	5.0	7.0	"	"	"	"	403	395	395	404	405	170	163	205	186	183	Id.
30....	2.7	12.8	7.9	5.3	7.2	1.0	7.0	13.7	13.5	392	382	403	422	401	183	167	197	176	183	Peu agitée.
31....	2.8	13.5	4.1	-0.4	6.2	1.8	7.6	15.8	13.6	414	392	391	421	407	186	162	202	178	182	Agitée le soir.
Moy.	2.5	12.4	6.1	4.8	6.5	1.0	7.2	13.6	13.1	420	410	425	428	420	187	166	195	185	185	

Septembre 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur.	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur.	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	4.0	15.3	8.0	5.4	7.8	3.9	7.0	15.4	13.5	421	412	443	444	424	189	165	193	188	185	Presque calme.
2....	6.6	12.2	5.7	5.7	7.0	2.9	7.0	14.1	12.9	443	394	423	434	422	185	161	197	190	186	Id.
3....	3.2	11.6	5.3	4.0	6.3	2.7	6.4	12.3	13.0	425	381	398	424	410	191	169	191	188	187	Id.
4....	-1.7	12.2	5.3	-1.6	4.8	"	"	"	"	431	397	398	392	416	175	169	211	154	182	Perturbation le 4,
5....	1.2	11.6	6.6	5.1	5.1	"	"	11.6	12.0	399	424	449	433	416	178	157	181	184	175	et le 5 au matin.
6....	3.7	9.4	5.4	0.2	4.9	1.2	8.2	11.5	12.5	433	424	429	425	428	184	163	187	181	181	Peu agitée.
7....	4.0	13.5	5.5	4.7	5.6	1.2	8.0	13.5	12.0	424	436	438	454	432	184	161	176	179	178	Presque calme.
8....	2.9	13.7	-2.4	2.7	5.7	1.9	7.4	15.0	13.0	442	441	433	446	433	181	161	208	180	182	Agitée.
9....	1.2	12.2	4.0	3.9	5.0	-0.2	7.9	12.3	12.5	437	433	424	440	432	185	167	185	184	182	Presque calme.
10....	0.9	11.1	4.7	4.1	5.1	0.2	7.7	12.3	13.2	429	432	430	444	437	188	165	181	179	179	Id.
11....	2.5	11.4	6.5	4.3	5.2	-0.2	8.0	13.0	13.9	447	431	424	438	437	183	163	183	179	179	Peu agitée.
12....	2.6	12.3	6.8	-0.9	5.6	1.3	8.5	14.1	14.3	436	430	446	461	435	181	160	185	175	177	Agitée le soir.
13....	2.6	9.7	6.1	4.6	5.6	0.0	8.1	12.5	13.0	437	422	458	455	439	184	165	184	178	178	Presque calme.
14....	4.1	9.6	8.3	1.2	5.8	1.8	8.5	12.6	14.0	464	446	469	452	454	181	162	178	178	176	Id.
15....	3.7	15.3	6.8	0.8	5.3	1.9	7.1	20.0	13.5	464	416	441	440	438	177	172	193	175	183	Perturbation
16....	15.1	13.6	5.4	4.7	5.9	"	"	"	"	435	394	425	441	421	158	169	199	183	179	le 15 et le 16.
17....	4.0	9.4	6.8	5.4	6.3	2.6	7.4	11.1	13.9	427	417	426	458	427	183	174	191	182	183	Agitée.
18....	3.2	10.9	5.4	5.8	6.4	2.3	6.1	14.0	13.0	439	400	439	460	429	179	173	187	181	181	Id.
19....	5.0	10.9	5.4	4.4	6.3	3.2	7.9	11.4	11.3	441	418	428	443	431	185	170	197	188	185	Presque calme.
20....	4.1	9.7	6.1	1.9	5.7	2.7	8.5	9.8	12.5	440	418	448	444	436	186	169	186	185	184	Id.
21....	5.5	11.8	7.9	5.7	6.8	3.1	7.9	11.9	12.4	445	449	442	450	447	183	166	182	185	181	Calme.
22....	2.2	10.7	9.4	4.8	6.5	2.2	6.0	"	"	450	432	440	440	437	179	162	198	187	183	Perturbation
23....	3.0	12.5	5.7	-0.9	5.3	"	"	"	"	444	397	411	430	420	175	169	200	169	181	le 22 et le 23.
24....	4.0	9.7	7.2	2.9	5.7	3.4	8.0	10.9	13.1	425	416	434	434	427	183	172	175	174	175	Agitée.
25....	5.5	11.5	6.6	5.4	6.8	"	"	14.6	13.5	446	404	425	439	426	167	163	190	181	176	Id.
26....	5.4	15.0	6.9	4.8	7.5	4.5	8.4	15.2	13.5	435	393	427	429	422	174	165	182	172	175	Id.
27....	5.7	14.4	3.9	1.1	6.3	2.5	8.1	14.5	12.3	443	375	392	408	401	171	170	206	180	182	Très agitée.
28....	2.7	10.8	5.9	4.6	5.3	2.1	7.5	12.2	12.6	414	389	420	415	411	173	173	183	180	178	Id.
29....	4.4	9.6	6.1	2.7	5.1	2.5	9.0	11.3	13.6	418	408	422	437	418	182	173	188	179	181	Peu agitée.
30....	3.3	10.8	5.3	4.0	4.9	1.3	8.9	11.0	11.9	426	371	404	420	413	179	171	188	182	179	Presque calme.
Moy.	3.8	11.7	5.9	3.4	5.9	2.0	7.7	13.0	13.0	435	413	430	438	427	180	167	190	180	180	

Octobre 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur	Minimum. Heure.	Maximum. Valeur	Maximum. Heure.	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	4.0	8.1	6.7	2.8	5.3	1.6	9.1	11.2	14.1	435	387	416	440	417	177	168	190	185	182	Presque calme.
2....	3.9	8.1	6.6	7.9	5.7	2.5	9.0	9.2	14.3	455	418	405	416	422	183	175	189	186	184	Id.
3....	5.3	9.2	6.1	3.9	5.8	1.1	9.0	12.1	13.8	428	426	419	419	422	181	172	194	189	184	Id.
4....	4.2	8.8	5.2	3.9	4.9	1.0	8.7	9.6	13.2	436	422	431	428	427	189	164	181	182	181	Calme.
5....	3.9	8.1	5.3	2.7	4.6	0.3	8.7	9.4	13.9	440	422	441	428	434	174	151	177	183	174	Presque calme.
6....	2.9	7.5	3.9	3.9	4.2	0.2	8.5	11.3	13.3	442	405	434	443	428	180	170	185	180	179	Id.
7....	3.9	10.7	4.6	2.5	4.6	0.4	9.0	12.4	12.7	439	383	412	419	419	182	164	192	185	183	Id.
8....	2.4	9.5	3.9	1.3	3.9	-0.3	8.5	11.0	12.4	430	391	419	419	418	186	164	190	186	182	Id.
9....	1.7	9.2	7.8	-4.2	3.8	"	"	10.7	12.8	421	390	401	401	408	179	168	191	182	181	Assez agitée.
10....	3.1	7.5	5.0	2.8	4.2	-0.1	9.0	10.6	13.4	430	412	436	435	426	185	161	182	178	178	Presque calme
11....	2.9	7.1	5.2	-5.5	3.6	0.0	8.8	10.6	13.5	437	398	440	419	426	181	167	186	186	181	Agitée le soir.
12....	3.9	6.7	3.2	2.4	3.8	-0.1	9.0	9.5	14.3	435	386	394	430	420	187	173	201	184	186	Id.
13....	2.8	9.3	5.3	2.7	5.0	1.2	8.5	"	"	437	386	413	423	417	188	173	203	195	190	Très agitée.
14....	5.3	9.3	4.2	0.0	4.7	3.5	8.6	"	"	434	378	404	442	414	186	176	194	181	188	Agitée.
15....	4.6	8.5	1.8	3.6	4.5	3.9	7.0	11.0	13.1	452	404	404	437	418	180	179	208	189	190	Très agitée.
16....	4.0	3.9	2.8	2.7	4.0	"	"	8.4	14.0	460	386	417	434	417	177	190	194	190	188	Id.
17....	2.5	5.9	4.6	1.3	3.4	0.2	9.0	7.9	14.0	443	421	447	439	438	186	183	186	188	187	Presque calme.
18....	3.1	7.5	3.9	4.6	3.7	1.4	8.5	10.1	13.4	448	429	419	468	434	185	174	195	185	187	Agitée.
19....	3.6	7.5	5.0	-1.1	4.0	2.4	8.4	8.4	13.8	447	441	443	444	443	184	170	186	187	184	Id.
20....	3.1	8.5	7.5	3.4	4.5	1.0	8.7	9.5	12.7	447	431	427	442	438	183	176	198	191	187	Peu agitée.
21....	3.8	6.4	5.2	3.6	4.6	2.1	9.1	8.7	13.9	448	420	449	452	441	184	177	186	184	184	Calme.
22....	3.8	8.6	5.9	3.9	5.6	2.2	9.5	14.8	13.8	462	413	413	444	441	177	175	203	186	185	Très agitée.
23....	4.2	8.8	4.2	2.7	4.7	2.4	8.9	"	"	448	427	418	450	438	179	171	190	186	183	Agitée.
24....	0.2	5.9	6.4	3.8	4.3	0.2	6.6	9.5	13.0	444	406	426	453	430	184	174	190	185	185	Id.
25....	3.9	8.2	4.6	3.5	5.0	2.0	7.8	12.1	13.0	447	407	437	442	431	187	185	193	186	189	Presque calme.
26....	4.0	9.5	5.4	3.9	5.3	2.9	8.6	11.9	13.4	433	421	435	441	433	182	173	190	187	184	Id.
27....	3.9	6.8	6.4	-0.3	5.1	1.9	8.7	12.8	13.8	452	418	422	440	434	183	171	193	182	185	Agitée.
28....	4.0	6.7	6.6	3.4	4.9	1.4	9.0	9.3	14.5	457	439	434	456	445	176	168	184	181	180	Assez agitée.
29....	6.1	6.7	5.3	3.9	4.9	3.0	8.8	8.5	13.3	451	420	430	442	442	179	178	191	183	184	Id.
30....	6.0	8.6	5.4	3.1	5.2	2.4	8.9	11.1	13.3	462	395	427	435	432	175	170	189	183	181	Id.
31....	2.5	12.2	5.0	3.9	4.7	1.1	9.0	13.9	12.8	458	415	436	438	436	173	168	184	182	179	Agitée.
Moy.	3.7	8.0	5.1	2.5	4.6	1.4	8.7	10.6	13.5	444	410	424	436	429	182	172	191	185	184	

Novembre 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur	Minimum. Heure	Maximum. Valeur	Maximum. Heure	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	3.8	10.7	6.4	5.0	5.6	"	"	11.8	13.5	451	409	422	425	425	175	171	184	175	178	Peu agitée.
2....	5.4	7.1	5.3	4.0	5.2	3.5	8.4	8.1	12.9	427	427	430	445	433	181	177	181	180	179	Presque calme.
3....	5.3	7.8	5.3	3.2	5.1	2.0	10.0	8.2	14.0	454	448	454	446	446	177	167	179	183	177	Id.
4....	3.9	8.1	5.2	3.2	4.6	1.7	9.0	9.5	13.4	453	455	446	444	442	178	169	183	182	179	Id.
5....	3.9	7.2	4.0	0.9	4.4	2.4	8.5	7.8	13.0	454	440	449	458	446	175	167	177	175	176	Id.
6....	3.1	7.9	6.6	3.9	4.6	2.0	8.4	8.2	13.2	442	448	427	442	435	175	170	179	175	175	Id.
7....	3.8	8.1	5.6	3.2	5.1	1.9	8.6	8.5	13.8	451	450	448	448	439	175	160	187	176	175	Perturbation
8....	5.9	7.8	5.0	2.5	4.3	"	"	8.2	12.9	435	405	440	432	424	170	171	182	177	175	nuit du 7 au 8.
9....	3.9	7.4	5.3	5.4	4.2	1.7	8.3	"	"	438	423	417	467	436	176	163	178	169	175	Très agitée le soir.
10....	6.8	9.9	5.7	3.8	4.5	"	"	"	"	440	398	390	454	418	166	172	203	170	180	Perturbation.
11....	11.6	9.5	-1.0	1.8	5.0	"	"	"	"	443	358	418	422	408	171	170	202	175	180	Id.
12....	4.0	7.9	2.7	1.7	4.2	3.0	8.4	8.7	12.5	454	400	419	434	420	173	169	183	177	176	Presque calme.
13....	3.9	9.3	3.8	2.8	4.6	3.5	8.8	9.9	12.3	443	415	429	438	433	175	169	181	177	176	Id.
14....	3.6	7.9	5.2	2.9	4.3	2.4	9.0	8.2	12.8	444	433	440	443	439	174	165	178	174	174	Id.
15....	3.9	6.6	4.0	3.5	4.4	2.0	9.5	8.1	13.3	453	433	449	453	447	169	156	170	171	167	Calme.
16....	4.0	7.1	5.3	3.9	4.7	2.9	9.0	8.2	12.9	463	448	490	458	452	171	157	170	167	167	Id
17....	4.2	7.5	5.2	4.3	5.0	3.8	8.5	8.2	12.9	452	435	457	451	448	161	157	168	170	164	Id.
18....	4.0	12.4	6.6	3.9	6.3	3.9	8.0	"	"	460	403	425	421	428	167	163	186	182	176	Très agitée.
19....	10.1	5.8	6.1	2.7	4.5	1.9	8.5	7.4	13.5	447	410	396	430	426	164	169	188	176	174	Id.
20....	5.9	8.6	2.0	3.7	5.1	3.1	8.3	9.2	12.9	442	425	430	440	435	172	168	177	177	173	Agitée.
21....	3.9	8.0	3.9	4.5	4.7	2.4	9.2	8.2	13.0	451	438	441	440	443	173	176	186	186	179	Presque calme.
22....	4.6	7.3	3.5	4.4	5.4	3.9	9.0	10.6	13.2	456	430	427	440	438	177	166	180	171	176	Peu agitée.
23....	4.2	9.4	5.6	4.6	5.5	3.5	8.6	10.2	12.4	446	429	440	447	441	172	168	179	175	174	Presque calme.
24....	4.4	6.0	7.0	1.4	4.9	3.0	8.9	7.0	13.5	451	427	432	436	439	176	169	176	176	176	Id.
25....	3.4	7.1	4.2	2.1	4.2	"	"	8.4	13.5	447	428	421	427	430	175	168	181	175	176	Peu agitée.
26....	3.5	7.8	4.4	2.3	4.6	2.6	8.4	9.9	13.6	442	405	414	413	419	172	171	181	176	176	Presque calme.
27....	2.7	7.7	5.7	3.9	4.7	"	"	8.1	12.9	443	407	403	417	414	174	171	179	176	176	Id.
28....	4.2	8.2	5.7	4.7	5.5	4.0	8.8	9.9	13.1	426	409	420	421	418	179	176	184	184	181	Id.
29....	4.5	7.5	4.9	4.6	5.2	3.5	8.9	7.9	13.0	438	416	430	419	424	181	165	174	173	176	Calme.
30....	4.9	7.5	5.7	5.2	5.5	3.9	8.5	7.7	13.0	425	419	436	433	427	170	165	169	175	170	Id.
Moy.	4.7	8.0	4.8	3.5	4.9	2.9	8.7	8.7	13.1	444	419	431	437	432	173	167	181	176	175	

Décembre 1885. **PARC SAINT-MAUR.** **Observations magnétiques.**

DATES.	DÉCLINAISON (16° +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	Minimum. Valeur	Minimum. Heure	Maximum. Valeur	Maximum. Heure	COMPOSANTE HORIZONTALE (0,19000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	COMPOSANTE VERTICALE (0,42000 +). 6h.	12h.	18h.	24h.	Moy. des 24 h.	REMARQUES.
	′	′	′	′	′	′	h	′	h											
1....	4.6	7.7	6.7	1.3	5.8	4.2	7.2	"	"	449	444	444	433	440	169	162	170	168	168	Agitée.
2....	6.5	9.3	6.5	2.3	6.0	"	"	10.6	12.8	434	422	439	421	430	164	165	172	170	167	Presque calme.
3....	5.7	7.1	5.0	3.7	5.5	4.6	8.9	8.9	13.3	443	430	439	441	436	168	170	176	172	172	Id.
4....	4.2	6.5	4.2	4.0	4.4	3.9	8.5	6.7	12.4	443	438	446	440	441	166	164	167	167	166	Calme.
5....	3.1	3.5	3.9	1.9	3.2	2.2	8.5	4.6	13.2	443	450	456	456	448	168	162	170	170	168	Id.
6....	4.1	2.9	-7.0	1.2	2.4	"	"	"	"	450	445	448	445	447	171	162	218	184	179	Perturbation.
7....	1.6	4.3	2.2	-9.1	1.5	"	"	"	"	439	422	414	479	448	168	169	190	164	175	Id.
8....	5.0	5.2	-4.4	2.0	3.0	"	"	7.5	13.2	434	426	414	465	429	181	190	213	192	192	Id.
9....	4.6	5.7	2.0	1.0	3.9	3.2	9.0	7.3	13.9	446	429	436	435	438	187	184	193	177	188	Agitée.
10....	3.1	6.1	5.0	4.0	4.0	2.2	8.5	7.3	12.9	435	429	436	437	433	159	158	169	166	164	Presque calme.
11....	4.7	5.8	5.3	4.2	4.9	3.0	8.8	7.7	13.0	438	422	440	440	437	172	161	176	172	172	Id.
12....	4.9	5.1	4.0	3.3	4.3	3.8	9.4	5.7	13.0	445	437	443	442	441	170	159	177	175	171	Calme.
13....	4.3	6.0	4.6	3.1	4.3	2.4	8.9	6.8	12.6	458	437	439	458	442	175	164	177	177	176	Id.
14....	4.9	5.3	5.0	2.2	4.1	3.3	8.8	6.5	14.1	453	442	433	432	449	173	175	182	183	179	Agitée le soir.
15....	4.2	5.5	4.4	3.1	4.0	2.6	8.6	5.9	13.2	439	438	438	437	435	180	176	180	181	180	Presque calme.
16....	3.4	4.2	4.4	3.5	4.0	2.1	8.8	5.5	13.6	432	430	429	435	435	175	178	181	179	178	Id.
17....	3.4	5.6	4.1	4.2	4.6	3.0	8.0	6.9	15.0	444	439	443	437	438	172	172	173	173	173	Id.
18....	4.2	7.7	4.1	3.4	4.0	2.9	8.8	7.9	12.2	444	422	432	431	433	173	168	176	176	174	Id.
19....	4.0	6.9	4.1	3.7	4.4	2.8	9.0	7.7	13.0	438	433	418	436	430	174	173	183	179	178	Id.
20....	4.0	5.4	4.1	2.7	3.9	"	"	7.3	13.4	440	418	427	442	432	174	176	180	177	177	Peu agitée.
21....	2.8	7.0	4.2	2.8	4.0	1.8	9.5	7.2	12.8	440	415	432	432	433	170	169	176	176	175	Calme
22....	4.2	4.9	3.5	2.9	3.7	"	"	"	"	437	427	426	431	430	174	171	182	180	177	Agitée.
23....	3.6	5.2	3.6	2.5	3.6	1.3	8.6	6.5	13.0	441	421	437	436	432	176	171	179	175	176	Calme.
24....	4.4	5.2	4.7	4.0	4.3	1.7	9.0	7.0	13.4	440	425	433	437	434	173	169	175	171	171	Id.
25....	5.4	5.8	5.6	3.5	4.9	3.0	8.8	7.6	13.2	448	432	432	433	439	174	166	180	177	175	Id.
26....	5.5	6.5	4.7	3.3	4.7	3.0	8.7	9.9	13.0	443	426	439	435	436	178	169	184	181	180	Presque calme.
27....	3.8	5.6	4.3	3.1	4.1	3.2	8.7	6.3	12.8	439	432	441	438	438	181	172	185	181	181	Calme.
28....	3.1	6.2	6.9	4.0	4.7	3.0	8.9	"	"	438	431	440	437	436	174	171	192	189	182	Très agitée.
29....	3.4	5.7	3.4	3.2	4.2	"	"	6.9	12.8	424	413	420	431	425	181	182	181	181	182	Peu agitée.
30....	2.9	6.1	4.4	3.9	4.2	"	"	7.1	13.5	432	441	442	428	436	172	175	179	181	177	Id.
31....	3.6	5.3	4.0	2.5	3.9	2.6	9.0	6.8	12.7	433	432	442	434	435	174	171	174	176	175	Presque calme
Moy.	4.1	5.8	3.8	2.6	4.1	2.9	8.7	7.2	13.2	441	431	432	437	435	173	170	181	176	176	

Année 1885. — Résumé. **PARC SAINT-MAUR.** **Déclinaison.**

HEURES.	ÉCARTS AVEC LA MOYENNE MENSUELLE. Janvier.	Février.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juillet.	Août.	Sept.	Octobre.	Nov.	Déc.	Moyenne.	DÉCLINAISON.
	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	° ′
1	−1.5	−1.9	−1.8	−1.0	−1.7	−1.8	−1.3	−1.4	−2.0	−1.8	−1.4	−0.7	−1.5	16. 5,4
2	−1.0	−1.6	−1.8	−1.4	−1.9	−1.8	−1.6	−1.7	−1.7	−1.1	−1.2	−0.7	−1.5	5,5
3	−0.1	−0.8	−1.3	−1.5	−1.6	−1.7	−1.7	−1.6	−2.0	−1.1	−0.6	−0.2	−1.2	5,7
4	−0.3	−0.9	−1.2	−1.7	−2.0	−2.4	−2.2	−2.5	−1.9	−1.2	−0.5	0.0	−1.4	5,5
5	−0.3	−1.2	−1.7	−1.9	−2.8	−4.1	−4.0	−3.1	−1.7	−0.9	−0.5	+0.1	−1.8	5,1
6	−0.4	−1.4	−1.5	−1.9	−3.4	−4.8	−4.7	−4.0	−2.1	−0.9	−0.2	0.0	−2.1	4,8
7	−0.6	−1.2	−1.7	−3.2	−4.1	−5.2	−5.0	−4.5	−2.3	−1.0	−0.8	−0.3	−2.5	4,4
8	−1.0	−1.4	−2.9	−4.3	−4.3	−4.8	−4.6	−4.1	−2.9	−2.0	−1.2	−0.7	−2.9	4,1
9	−1.3	−1.2	−3.8	−4.2	−2.7	−3.4	−3.2	−1.8	−2.1	−2.6	−1.6	−0.9	−2.4	4,5
10	−0.4	−0.5	−2.1	−2.3	−0.5	−1.0	−0.6	+0.7	+0.6	−1.3	−0.6	0.0	−0.7	6,3
11	+1.0	+1.4	+0.8	+1.0	+2.7	+2.2	+2.4	+3.6	+3.7	+1.2	+1.5	+0.8	+1.9	8,8
12	+2.0	+3.3	+4.0	+4.5	+5.3	+5.1	+4.9	+5.9	+5.8	+3.4	+3.1	+1.7	+4.1	11,0
13	+3.4	+4.0	+5.6	+6.7	+6.5	+6.8	+6.1	+6.8	+6.5	+5.2	+3.8	+2.6	+5.3	12,3
14	+3.0	+3.6	+5.7	+6.4	+6.3	+7.1	+6.2	+6.2	+6.1	+5.1	+3.4	+2.4	+5.1	12,1
15	+2.0	+2.4	+5.1	+4.6	+5.0	+5.8	+5.3	+4.5	+4.2	+4.1	+2.5	+1.4	+3.9	10,8
16	+1.4	+1.3	+3.2	+3.0	+3.5	+4.3	+3.9	+2.4	+2.3	+2.4	+1.3	+1.4	+2.5	9,5
17	+0.9	+0.9	+1.1	+1.7	+1.5	+2.5	+2.1	+0.4	+0.9	+1.3	+0.7	+0.7	+1.2	8,1
18	+0.4	+1.1	+0.8	+0.4	+0.2	+1.3	+0.9	−0.4	0.0	+0.5	−0.1	−0.3	+0.4	7,3
19	+0.4	+0.8	−0.4	−0.1	−0.5	+0.3	0.0	−0.1	−1.1	−0.4	−0.4	+0.2	−0.1	6,8
20	−0.6	−1.4	−0.3	−0.3	−0.8	+0.1	−0.1	−0.5	−2.5	−1.3	−1.3	−1.0	−0.8	6,1
21	−1.0	−1.1	−0.9	−0.5	−1.1	−0.3	0.0	−1.0	−1.9	−2.2	−1.6	−0.9	−1.0	5,9
22	−1.6	−0.9	−1.7	−0.8	−1.1	−0.8	0.0	−1.1	−1.7	−1.9	−2.2	−1.4	−1.3	5,7
23	−1.7	−1.3	−1.0	−1.0	−1.1	−0.9	−0.7	−0.7	−2.8	−1.8	−1.5	−1.7	−1.4	5,6
24	−1.8	−1.6	−1.6	−1.1	−1.4	−1.5	−1.2	−1.7	−2.5	−2.1	−1.4	−1.5	−1.6	5,3
Écart diurne (1)	5.3	5.9	10.3	12.5	13.0	13.3	12.6	12.6	11.0	9.2	5.8	4.3	9.7	»
Déclinaison (16° +).	9.7	9.1	8.7	8.1	7.7	6.9	6.9	6.5	5.9	4.6	4.9	4.1	»	16. 6,9

(1) Différence entre la moyenne des minima et la moyenne des maxima diurnes.

nnée 1885. — Résumé. **PARC SAINT-MAUR.** **Composante horizontale.**

HEURES.	ÉCARTS AVEC LA MOYENNE MENSUELLE. Janvier.	Février.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juillet.	Août.	Sept.	Octobre.	Nov.	Déc.	Moyenne.	COMPOSANTE horizontale.
1	+ 3	+ 2	+ 1	+ 5	+ 7	+ 5	+ 8	+10	+ 9	+ 7	+ 3	0	+ 5	0,19432
2	+ 4	0	+ 4	+ 4	+ 6	+ 6	+ 6	+ 8	+ 8	+ 6	+ 4	+ 1	+ 5	432
3	+ 5	+ 3	+ 3	+ 5	+ 6	+ 4	+ 5	+ 7	+ 9	+ 9	+ 6	+ 1	+ 5	432
4	+ 7	+ 4	+ 6	+ 6	+ 6	+ 6	+ 3	+ 7	+ 9	+10	+ 7	+ 3	+ 6	433
5	+ 7	+ 6	+ 7	+ 7	+ 3	+ 6	+ 2	+ 6	+10	+13	+11	+ 5	+ 7	434
6	+ 9	+ 9	+ 8	+ 8	− 2	0	− 4	0	+ 8	+15	+12	+ 6	+ 6	433
7	+ 7	+ 7	+ 7	+ 4	−11	−12	−10	−10	+ 1	+12	+12	+ 8	+ 1	428
8	+ 5	+ 5	+ 4	− 3	−18	−15	−17	−19	− 9	+ 6	+ 8	+ 7	− 4	423
9	− 1	+ 1	− 5	−10	−17	−27	−22	−27	−21	− 4	0	+ 2	−11	416
10	− 8	− 2	−13	−19	−15	−28	−24	−25	−25	−16	− 9	− 3	−16	412
11	−10	− 3	−15	−21	−15	−23	−19	−18	−21	−22	−10	− 5	−15	412
12	−12	− 6	−12	−17	−12	−12	− 9	−10	−14	−19	−13	− 4	−12	416
13	− 5	− 3	− 7	−11	− 9	− 4	− 5	− 5	− 3	−14	− 9	− 3	− 7	421
14	− 3	+ 1	− 2	− 8	− 2	+ 2	− 1	− 3	− 3	− 5	− 6	− 4	− 3	424
15	− 2	− 1	0	− 1	+ 1	+ 3	+ 7	− 2	− 4	− 9	− 6	− 4	− 2	426
16	+ 1	− 4	− 2	+ 1	+ 1	+ 9	+ 7	+ 3	0	−10	− 7	− 2	0	427
17	− 2	− 7	− 4	+ 5	+10	+11	+ 6	+ 3	+ 5	− 6	− 6	− 3	+ 1	428
18	− 2	− 6	− 1	+ 3	+13	+13	+11	+ 5	+ 2	− 5	− 1	− 3	+ 2	430
19	− 2	0	0	+ 5	+14	+15	+14	+10	+ 5	0	+ 1	− 1	+ 5	432
20	− 3	− 1	+ 2	+ 7	+11	+14	+12	+12	+ 7	+ 1	0	+ 1	+ 5	432
21	− 4	− 2	+ 5	+ 7	+ 8	+12	+12	+11	+ 5	+ 3	0	− 1	+ 5	432
22	− 3	− 1	+ 3	+ 5	+ 7	+10	+12	+10	+ 7	+ 5	+ 4	− 2	+ 5	432
23	+ 1	+ 1	+ 6	+ 4	+ 4	+ 9	+ 9	+ 9	+ 9	+ 8	+ 4	− 1	+ 5	432
24	+ 3	+ 2	+ 4	+ 5	+ 6	+ 6	+ 7	+ 8	+11	+ 7	+ 5	+ 2	+ 5	433
Écart diurne	21	16	23	29	32	43	38	39	36	37	25	13	29	»
Composante horizontale (0,19000 +).	424	420	420	431	429	429	430	420	427	429	432	435	»	0,19427

Année 1885. — Résumé. **PARC SAINT-MAUR.** **Composante verticale.**

HEURES.	ÉCARTS AVEC LA MOYENNE MENSUELLE.													COMPOSANTE verticale.
	Janvier.	Février.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juillet.	Août.	Sept.	Octobre.	Nov.	Déc.	Moyenne.	
1	0	+1	+2	+1	+2	+2	+4	+1	0	+1	0	0	+1	0,42199
2	−1	+1	+1	+1	+1	+1	+3	−1	0	0	−1	−2	0	199
3	−2	0	0	+1	+1	0	+4	−1	−1	−1	−1	−2	0	198
4	−2	−1	−1	0	+2	+1	+5	0	−1	−1	−1	−3	0	198
5	−2	−2	−1	−1	+4	+2	+7	+1	−1	−2	−1	−3	0	198
6	−2	−3	−2	−1	+4	+3	+6	+2	0	−2	−2	−3	0	198
7	−3	−3	0	−1	+4	+2	+5	+2	+2	−1	−3	−3	0	198
8	−3	−3	+3	+2	+1	+1	+1	−1	+1	0	−2	−3	0	198
9	−5	−2	−1	−2	−6	−3	−6	−6	−4	−1	−3	−4	−4	195
10	−5	−5	−10	−9	−15	−8	−10	−13	−10	−6	−6	−5	−8	190
11	−5	−7	−14	−16	−22	−15	−17	−18	−14	−11	−8	−5	−13	186
12	−5	−6	−16	−18	−24	−17	−19	−19	−13	−12	−8	−6	−14	185
13	−4	−4	−13	−13	−21	−14	−15	−11	−8	−11	−4	−3	−10	188
14	0	−1	−7	−5	−12	−9	−8	−3	−1	−6	+1	+2	−4	192
15	+3	+3	+1	+3	−2	−3	0	+5	+5	+1	+4	+3	+2	200
16	+2	+4	+7	+7	+5	+1	+5	+10	+9	+6	+5	+4	+5	204
17	+3	+5	+11	+10	+10	+7	+7	+11	+9	+6	+6	+4	+7	206
18	+4	+6	+9	+12	+15	+9	+9	+10	+10	+7	+6	+5	+9	207
19	+5	+5	+9	+11	+15	+9	+8	+7	+9	+6	+5	+4	+8	206
20	+5	+6	+8	+8	+14	+7	+7	+6	+8	+6	+6	+4	+7	205
21	+4	+5	+6	+7	+11	+5	+5	+5	+5	+6	+5	+3	+6	204
22	+3	+4	+5	+5	+6	+4	+3	+3	+4	+4	+4	+3	+4	202
23	+2	+2	+2	+4	+5	+3	+2	+2	+2	+2	+2	+2	+3	201
24	0	+1	+2	+2	+3	+3	+1	0	0	+1	+1	0	+1	200
Écart diurne	10	13	27	30	39	26	28	30	24	19	14	11	23	"
Composante verticale (0,42000 +).	223	212	229	212	206	202	195	185	180	184	175	176	"	0,42198

Année 1885. — Résumé. **PARC SAINT-MAUR.** **Inclinaison.**

HEURES.	ÉCARTS AVEC LA MOYENNE MENSUELLE.													INCLINAISON.
	Janvier.	Février.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juillet.	Août.	Sept.	Octobre.	Nov.	Déc.	Moyenne.	
	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	′	° ′
1	−0.2	−0.1	0.0	−0.4	−0.4	−0.2	−0.4	−0.7	−0.6	0.4	0.1	−0.1	−0.3	65.16,5
2	−0.3	0.0	−0.2	−0.3	−0.4	−0.3	−0.3	−0.6	−0.5	−0.4	−0.3	−0.1	−0.3	16,5
3	−0.4	−0.2	−0.2	−0.4	−0.4	−0.2	−0.2	−0.6	−0.6	−0.6	−0.4	−0.1	−0.4	16,4
4	−0.6	−0.3	−0.4	−0.5	−0.3	−0.3	0.0	−0.5	−0.6	−0.7	−0.5	−0.2	−0.4	16,4
5	−0.6	−0.5	−0.5	−0.6	−0.1	−0.2	+0.1	−0.4	−0.7	−0.9	−0.7	−0.4	−0.5	16,3
6	−0.7	−0.7	−0.6	−0.6	+0.3	+0.2	+0.4	0.0	−0.5	−1.0	−0.8	−0.4	−0.4	16,4
7	−0.6	−0.6	−0.4	−0.3	+0.8	+1.0	+0.8	+0.7	0.0	−0.8	−0.9	−0.6	−0.1	16,7
8	−0.5	−0.4	−0.2	+0.2	+1.2	+1.2	+1.2	+1.1	+0.6	−0.4	−0.6	−0.5	+0.2	17,0
9	−0.1	−0.2	+0.3	+0.2	+1.0	+1.8	+1.3	+1.6	+1.3	+0.2	−0.1	−0.2	+0.6	17,4
10	+0.3	0.0	+0.6	+0.9	+0.5	+1.7	+1.3	+1.2	+1.4	+0.9	+0.4	+0.1	+0.8	17,6
11	+0.5	0.0	+0.6	+0.9	+0.3	+1.2	+0.7	+0.6	+1.0	+1.1	+0.5	+0.2	+0.6	17,4
12	+0.6	+0.2	+0.3	+0.7	+0.1	+0.4	0.0	0.0	+0.6	+0.9	+0.4	+0.2	+0.4	17,1
13	+0.2	+0.1	+0.1	+0.3	−0.1	−0.1	−0.1	0.0	0.0	+0.6	+0.5	+0.7	+0.2	16,9
14	+0.2	−0.1	−0.1	+0.3	−0.2	−0.3	−0.2	+0.1	+0.2	+0.2	+0.5	+0.4	+0.1	16,9
15	+0.2	+0.2	+0.1	+0.1	−0.1	−0.2	−0.4	+0.2	+0.4	+0.6	+0.6	+0.4	+0.2	16,9
16	0.0	+0.4	+0.4	+0.1	+0.1	−0.5	−0.3	+0.1	+0.3	+0.9	+0.7	+0.3	+0.2	17,0
17	+0.2	+0.6	+0.6	−0.1	−0.4	−0.5	−0.2	−0.2	0.0	+0.6	+0.6	+0.4	+0.1	16,9
18	+0.2	+0.6	+0.4	+0.1	−0.4	−0.5	−0.5	−0.1	+0.2	+0.6	+0.3	+0.4	+0.1	16,9
19	+0.3	+0.2	+0.3	−0.1	−0.5	−0.6	−0.7	−0.5	0.0	+0.2	+0.1	+0.2	−0.1	16,7
20	+0.3	+0.2	+0.1	−0.3	−0.3	−0.6	−0.6	−0.7	−0.2	+0.1	+0.2	+0.1	−0.1	16,6
21	+0.3	+0.3	−0.1	−0.3	−0.2	−0.6	−0.7	−0.6	−0.2	0.0	+0.2	+0.2	−0.1	16,6
22	+0.2	+0.2	0.0	−0.2	−0.3	−0.6	−0.7	−0.6	−0.3	−0.2	−0.1	0.0	−0.2	16,6
23	−0.2	0.0	−0.3	−0.2	−0.1	−0.5	−0.5	−0.6	−0.5	−0.5	−0.2	+0.2	−0.3	16,5
24	−0.3	−0.1	−0.2	−0.3	−0.3	−0.3	−0.4	−0.6	−0.7	−0.4	−0.3	−0.1	−0.3	16,4
Écart diurne	1.3	1.3	1.2	1.5	1.7	2.4	2.0	1.9	2.1	2.1	1.6	1.3	1.7	"
Inclinaison (65° +)	17.8	17.7	18.2	17.0	16.9	16.7	16.5	16.9	16.2	16.2	15.7	15.5	"	65.16,8

ÉTUDE

SUR LES

VARIATIONS DES GLACIERS DES PYRÉNÉES,

PAR M. MICHELIER,
Ingénieur en chef des Ponts et Chaussées,
Président de la Commission météorologique des Hautes-Pyrénées.

INTRODUCTION.

Les variations considérables que subit, d'une année à l'autre, le débit à l'étiage des principales rivières qui descendent du versant Nord des Pyrénées et la diminution marquée de ce débit depuis trente ans environ nous ont porté à rechercher les causes de ces variations et de cette diminution.

Nous avons cru reconnaître que ces variations sont intimement liées à celles que subissent dans la suite des temps les glaciers situés sur le versant Nord des Pyrénées. C'est donc de ce côté que notre attention a dû spécialement se porter. Ces variations sont la conséquence naturelle des variations du climat.

Le versant Nord des Pyrénées, pris dans son ensemble, est un peu trop vaste pour nos investigations. Nos observations ont été renfermées dans un cadre plus étroit. C'est dans les bassins de la Garonne, de l'Adour et du Gave de Pau, et plus particulièrement dans les bassins de la Neste et du lac d'Orédon, que s'est limité le champ de nos observations.

La construction du réservoir d'Orédon a été une excellente occasion pour nos recherches; c'est vers la fin des travaux, au moment où nous cherchions à examiner de plus près les ressources hydrauliques qui doivent assurer l'alimentation du réservoir, que la pensée nous vint de réunir aux recherches expérimentales sur cette alimentation celles que nous avons eu en même temps l'occasion de faire sur le régime des cours d'eau ainsi que sur les glaciers et sur leurs variations.

Appelé chaque année, par les soins qu'exigeaient de notre part les travaux du

réservoir, à résider pendant plusieurs mois dans une région élevée et sauvage, nous avions peu de loisirs. Cependant, saisi d'admiration à l'aspect des belles montagnes qui dominent le lac d'Orédon, nous n'avons pas su résister au désir de les explorer, de visiter leurs cimes neigeuses, leurs glaciers, leurs crêtes escarpées, les lits des glaciers disparus, et de demander aux vestiges d'un passé que les hommes d'autrefois n'ont peut-être pas connu quelques aperçus sur l'avenir que les variations des climats réservent à nos descendants.

Nos recherches, souvent interrompues, n'ont pas toujours obéi à une direction constante. L'imprévu, une question qui pendant nos excursions se dressait devant nous, ont souvent distrait notre attention. C'est ainsi qu'en visitant les glaciers du Néouvieille et du pic Long, nous avons été incidemment amené à examiner leur formation et à rechercher la cause jusqu'à présent mal connue qui, débitant les glaciers en tranches énormes, séparées par de profondes crevasses, détermine leur marche vers l'aval.

Nous exposerons les résultats de nos recherches en commençant par la description du bassin du lac d'Orédon et des expériences sur son alimentation; nos études sur la formation et le mouvement des glaciers viendront ensuite; des aperçus sur les variations des climats termineront notre travail.

PREMIÈRE PARTIE.

LE RÉSERVOIR D'ORÉDON.

CHAPITRE I.

ALIMENTATION DU RÉSERVOIR D'ORÉDON.

Bassin d'alimentation du lac d'Orédon. — La végétation forestière n'arrive qu'à 350^{m} environ au-dessus du lac d'Orédon, c'est-à-dire à 2200^{m} au-dessus du niveau de la mer. Plus haut se trouvent les hauts pâturages qui, eux-mêmes, ne dépassent pas 2600^{m} d'altitude. Au-dessus des pâturages la terre végétale, entraînée par les pluies, a disparu presque partout en laissant à nu les flancs rocheux des montagnes et les éboulis qui les recouvrent en partie. C'est dans cette haute région, dont les points culminants, le Néouvieille ou pic d'Aubert, le pic Long et le Campbieil atteignent respectivement 3092^{m}, 3194^{m} et 3175^{m} d'altitude, que l'on rencontre de nombreuses plaques de neige et les restes rudimentaires des anciens glaciers qui couvraient autrefois ces montagnes.

Névés. — Les plaques de neige qui subsistent habituellement vers le mois d'août après la fonte annuelle des neiges tombées en hiver se rencontrent généralement près des hautes cimes, au pied des grands escarpements et au fond de ravins étroits où les vents et les avalanches les ont déposées. Ces plaques persistantes de neige sont connues sous le nom de *névés*.

Restes des anciens glaciers (*voir* les *Pl.* B.9 et B.10.) — Les restes des anciens glaciers situés dans le bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon se réduisent à trois : ce sont les deux glaciers du Néouvieille et le glacier du pic Long. Les deux premiers recouvrent les flancs Est et Nord-Est du Néouvieille; le troisième recouvre le flanc Est du pic Long.

Ces trois glaciers et les principales plaques de névé sont indiqués sur la *Pl.* B. 10, dressée à l'échelle de $\frac{1}{40000}$. Cet état est celui du mois d'août 1882.

La *Pl.* B. 9, dressée à la même échelle, donne l'état des trois glaciers en 1855. Les névés devaient à cette époque être plus étendus qu'aujourd'hui. Leur état ne fut pas exactement constaté; mais on peut en avoir une appréciation suffisante par le développement qu'ils ont subitement pris après l'hiver de 1883, pendant lequel une couche abondante de neige est tombée sur les Pyrénées. C'est l'état de ces névés relevé le 16 septembre 1883 qui figure sur la *Pl.* B. 9.

Recherches concernant la superficie du bassin d'alimentation. — La quantité d'eau reçue par le réservoir d'Orédon dépend :

1° Des quantités de pluie et de neige tombées dans le bassin d'alimentation du réservoir;

2° De leur distribution dans le courant de l'année;

3° De l'évaporation;

4° De l'étendue des névés et des glaciers;

5° De l'étendue du bassin d'alimentation.

De ces causes, les quatre premières sont variables et étroitement liées; la dernière seule est constante et indépendante des quatre premières.

De même que nous avons établi des moyens sûrs pour calculer avec une exactitude suffisante le volume d'eau emmagasiné par le réservoir, nous avons cherché à établir avec le même degré d'exactitude la superficie du bassin d'alimentation.

Dans la région élevée où se trouve le lac d'Orédon, les cimes sont généralement escarpées et souvent inaccessibles. Les crêtes qui forment le périmètre du bassin d'alimentation sont en effet inaccessibles sur les trois quarts au moins de leur longueur; des mesures exactes sont donc à peu près impossibles.

Nous avons pris pour repères ceux de la triangulation de détail faite par l'État-Major de la Guerre, puis la Carte au $\frac{1}{40000}$ à la main; nous avons vérifié la position des crêtes qui relient les repères. Nous savions déjà que, sur bien des points, la Carte était erronée, mais nous n'avions pas mesuré l'importance des erreurs.

Rectification de la Carte de l'État-Major. — Nous avons reconnu que la Carte était à peu près exacte pour le périmètre du bassin d'alimentation, excepté sur deux points : l'un près du sommet du Néouvieille (pic d'Aubert), l'autre entre les pics de Badet et de Campbieil. Nous avons rectifié le mieux que nous avons pu la position des crêtes sur ces deux points. La rectification a pu se faire assez facilement au Néouvieille; mais la crête du Badet-Campbieil, qui, sur la Carte, joint ces deux pics par une ligne droite, est en réalité tellement loin de la ligne droite qu'un relevé géodésique nous a paru indispensable. Cette opération a été faite sous notre direction, par une belle journée, le 8 septembre 1883, par MM. Paul Michelier, officier du Génie, Charles Gertoux, élève de l'École Polytechnique, et Joseph Michelier, étudiant en droit.

Nous ne pouvions penser à relever le polygone formé par la crête. A ces hautes altitudes, près de 3000^m, les pieds dans la neige, on ne peut guère travailler que trois à quatre heures par jour. Il faut ensuite regagner le gîte, qui est à près de quatre heures et demie de marche. Le lever polygonal de la crête nous eût pris au moins trois belles journées; or en septembre, aux environs du lac d'Orédon, où le brouillard, la pluie ou la neige arrivent trop souvent, on ne pouvait se promettre de telles journées.

Deux points seulement de la crête furent levés et rapportés à un repère situé sur la ligne droite qui joint les sommets du Badet et du Campbieil, à 780^m du premier et à 645^m du second.

Une ligne passant par le sommet du Néouvieille et par le repère fut prolongée vers le sud jusqu'à un point de la crête à relever. Un second point de cette crête, situé à 320^m au nord-ouest du premier, fut choisi pour former avec le repère un triangle dont les éléments furent mesurés sur place et dont la base, 320^m, fut rattachée aux sommets du Badet et du Néouvieille pris pour repères.

Il résulte du calcul établi sur les mesures prises sur le terrain que l'extrémité Sud-Est de la base de 320^m se trouvait à 608^m au sud du repère pris sur la ligne des sommets du Badet et du Campbieil et que l'extrémité Nord-Ouest de la même base était à 496^m au sud-ouest du même repère.

Nous savions d'avance, par nos excursions répétées vers les crêtes qui circonscrivent le bassin d'alimentation du lac d'Orédon, que la Carte de la Guerre était inexacte entre le pic Long et le Campbieil, mais l'occasion ne s'était pas présentée de mesurer l'erreur; il a fallu la réunion de trois jeunes gens robustes, alertes et capables, pour mener rapidement l'opération.

Il résulte de leurs calculs que la base d'opération de 320^m de longueur se trouve en réalité à une distance moyenne de 550^m environ au sud-sud-ouest de la position qui lui est assignée par la Carte de la Guerre.

La conséquence de cette erreur a été de supprimer sur la Carte le glacier qui descend du versant Est du pic Long; on y chercherait vainement aussi le beau berceau qui sépare le Badet du Campbieil. Ce berceau, dont l'altitude moyenne est d'environ 2700^m, a près de 1600^m dans sa longueur du Nord au Sud; il est presque horizontal vers sa partie basse. Au pied du glacier du pic Long se trouve un petit lac entouré de neige, presque toujours glacé, et dont les eaux sont retenues par le barrage artificiel que forme la moraine frontale du glacier.

Une erreur de moindre importance, mais qui a cependant eu pour résultat de faire supprimer sur la Carte de la Guerre le glacier du versant Nord du Néouvieille, pour n'y laisser subsister que le glacier du versant Est, a été également rectifiée, mais seulement d'une manière approximative. Des mesures précises restent à prendre sur ce point.

Superficie du bassin d'alimentation. — La mesure de la superficie du bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon a été prise sur la Carte de l'État-Major rectifiée, sauf mesures plus précises; cette superficie peut être approximativement évaluée à 3036 hectares.

Jaugeages au réservoir d'Orédon. — Avant d'entamer l'étude des causes variables qui influencent l'alimentation du réservoir d'Orédon, nous croyons utile de relater d'abord l'exposé des moyens qui nous ont permis de calculer les volumes d'eau reçus par le réservoir; nous décrirons ensuite les expériences faites pour calculer ces volumes.

Nous avons saisi les époques où le réservoir était plein.

L'eau s'écoulait tantôt par le déversoir et tantôt par les robinets que l'on manœuvrait selon les besoins de la vidange ou des travaux en cours d'exécution.

Par des expériences répétées, nous avons d'abord déterminé les coefficients variables des formules qui donnent le débit par le déversoir et par les robinets. C'est quand le réservoir était plein et que l'eau passait sur le déversoir que nous faisions les expériences; nous choisissions les jours de beau temps calme.

L'expérience consistait à noter à $0^m,001$ près l'épaisseur de la lame d'eau qui passait sur le déversoir. Cette épaisseur était notée sur une échelle placée en eau tranquille, à $4^m,60$ en amont de la lame déversante. Puis, on ouvrait un nombre suffisant de robinets pour faire baisser rapidement le niveau du lac : d'abord au niveau de la crête du déversoir, et ensuite de $0^m,20$ environ en contre-bas de cette crête. On notait le temps écoulé pendant la baisse de $0^m,20$. La superficie du lac au niveau de la retenue étant connue d'avance, le volume de l'eau écoulée par les robinets se composait de deux parties : 1° du volume facile à calculer de la tranche de $0^m,20$ d'épaisseur; 2° du volume inconnu que les ruisseaux tributaires versaient dans le lac pendant la baisse de $0^m,20$ au-dessous du déversoir.

La baisse arrivée au point voulu, on fermait les robinets et l'on notait le temps que les ruisseaux tributaires mettaient à remplir la tranche vide jusqu'à la crête du déversoir. Le volume de cette tranche était celui que le déversoir débitait dans le même temps avant le commencement de l'expérience. On laissait ensuite le niveau s'élever jusqu'à ce que la lame d'eau passant sur le déversoir eût atteint son épaisseur normale. Par les jours calmes et beaux, cette épaisseur différait très peu de celle qu'on avait notée au commencement de l'expérience; souvent la différence était nulle.

On avait ainsi des données certaines sur les volumes débités soit par les robinets, soit par le déversoir pendant un temps déterminé. Le débit par seconde qui en résultait, introduit dans les formules du débit par déversoir et par un

orifice inférieur au niveau de l'eau, n'y laissait plus d'inconnu que le coefficient variable particulier à ces deux modes d'écoulement.

Formules du débit. — C'est ainsi qu'après des expériences réitérées faites avec soin, et qui nous ont donné des résultats concordants, nous avons pu établir la formule de débit applicable aux robinets du réservoir d'Orédon. Ces robinets sont au nombre de 11; ils ont $0^m,30$ de diamètre. Ils sont placés sur deux rangs horizontaux : 5 robinets occupent le rang inférieur, leur centre est à la cote $1844^m,35$ au-dessus du niveau de la mer; 6 robinets sont au rang supérieur, leur centre est à la cote $1845^m,33$.

Dans la formule $Q = K\pi R^2\sqrt{2gh}$, qui donne le débit par un orifice circulaire de rayon R,

Le coefficient K a pour valeur	0,767
Le rayon R est de	0,150
$\sqrt{2g}$ a pour valeur	4,429

Ces nombres introduits dans la formule, le débit est donné par la formule réduite $Q = 0,238\sqrt{h}$.

La valeur du coefficient K qui entre dans cette formule a été déterminée dans le cas de diverses charges variant de $10^m,00$ à $24^m,30$ sur le centre des robinets. C'est une moyenne résultant d'expériences assez nombreuses pour assurer avec une grande approximation le débit pratique des robinets. Nous sommes porté à penser que ce coefficient varie, mais dans des limites assez restreintes, avec la charge sur le centre des robinets. Nous n'avons pu jusqu'à présent faire des expériences assez précises pour déterminer les variations de ce coefficient.

Le déversoir du réservoir d'Orédon a 40^m de longueur; il est dérasé à la cote 1869^m au-dessus du niveau de la mer.

Nos expériences nous ont démontré que le coefficient m qui entre dans la formule

$$Q = mlh\sqrt{2gh}$$

du débit par déversoir variait avec l'épaisseur h de la lame déversante; et comme les valeurs de ce coefficient importaient moins que la relation directe entre l'épaisseur h et le débit Q, nous avons d'abord établi cette relation. Le calcul nous a ensuite donné les valeurs du coefficient m.

Les relations entre les valeurs de h et de Q ont été établies dans le Tableau suivant, depuis $h = 0^m,01$ jusqu'à $h = 0^m,21$. Nous n'avons pas eu l'occasion d'observer de lames déversantes d'une hauteur supérieure à $0^m,21$.

Les calculs ont été faits en remplaçant dans la formule les constantes $\sqrt{2g}$ et la largeur l du déversoir par 4,429 et 40^m.

	m	m	m	m	m	m	m
Valeurs de h.....	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07
» Q.....	0,055	0,160	0,300	0,460	0,650	0,860	1,090
» m.....	0,308	0,319	0,325	0,324	0,328	0,331	0,332
Valeurs de h.....	0,08	0,09	0,10	0,11	0,12	0,13	0,14
» Q.....	1,350	1,600	1,880	2,170	2,470	2,770	3,080
» m.....	0,337	0,334	0,335	0,335	0,336	0,333	0,332
Valeurs de h.....	0,15	0,16	0,17	0,18	0,19	0,20	0,21
» Q.....	3,400	3,730	4,060	4,410	4,760	5,110	5,450
» m.....	0,330	0,329	0,327	0,326	0,325	0,323	0,320

De nouvelles expériences permettront sans doute de rectifier les résultats de ce Tableau, principalement pour les valeurs de h supérieures à $0^m,15$. Mais les occasions de constater des lames déversantes de plus de $0^m,15$ d'épaisseur ne paraissent pas devoir se présenter souvent. L'année 1883 a été exceptionnellement abondante en eau dans la région du lac d'Orédon; nous en avons profité.

On peut remarquer que les valeurs de m vont d'abord en augmentant avec celles de h et de Q.

Elles atteignent le maximum de $0^m,337$, puis elles diminuent, tandis que les valeurs de h et de Q continuent à monter.

Au lac d'Orédon, la profondeur du sol en amont du déversoir est très inégale. Le déversoir a plutôt le caractère d'un seuil inégal qui se termine par une arête vive, horizontale, sur laquelle l'eau se déverse; cela seul explique les variations du coefficient m.

Le Tableau qui précède est spécial au réservoir d'Orédon et ne pourrait être employé utilement ailleurs en ce qui concerne les valeurs du coefficient m.

Les soins que nous avons donnés à l'établissement des formules de débit par les robinets et par le déversoir étaient indispensables pour étudier les variations de l'alimentation annuelle du réservoir. Nous avons complété ces données nécessaires au calcul des volumes d'eau reçus par le réservoir, en déterminant le volume de l'eau retenue dans le réservoir pour une hauteur quelconque du niveau de la retenue. Ce but a été atteint en relevant avec soin les courbes de niveau de l'eau dans le réservoir à chaque mètre de hauteur, depuis la crête du déversoir jusqu'au seuil de la prise d'eau, c'est-à-dire sur 24^m de hauteur. Les surfaces de ces courbes ont été calculées. Nous sommes donc en mesure de calculer, avec une très grande approximation, le volume de l'eau retenue dans le réservoir, quelle que soit la hauteur du niveau de l'eau.

Capacité du réservoir. — De même que nous avons reproduit les résultats des jaugeages en les traduisant en formules de débit, il nous paraît utile de donner

ici, sous une forme succincte, les résultats auxquels le laborieux travail des courbes de niveau du réservoir nous a conduit. Ces résultats font l'objet du Tableau suivant. Dans ce Tableau, l'altitude des courbes de niveau est rapportée au niveau de la mer; leur superficie est évaluée en mètres carrés; les volumes compris entre deux courbes consécutives sont obtenus en prenant la moyenne des superficies de ces courbes. La dernière colonne du Tableau donne, en mètres cubes, les volumes d'eau emmagasinés depuis la courbe la plus basse 1845, où la retenue est nulle, jusqu'à la courbe 1869, qui passe par la crête du déversoir, où la retenue est à son maximum.

Courbes de niveau.		Volumes d'eau	
Altitudes.	Superficies.	compris entre deux courbes consécutives.	emmagasinés.
m	mq	mc	mc
1869.	436300	431950	7268550
1868.	427600	422600	6836600
1867.	417600	412000	6414000
1866.	407800	402600	6001300
1865.	397400	392550	5598700
1864.	387700	381000	5206150
1863.	374300	368100	4825150
1862.	361900	356250	4457050
1861.	350600	345000	4100800
1860.	339400	334450	3755800
1859.	329400	322050	3421400
1858.	314700	307200	3099350
1857.	299700	291400	2792150
1856.	282500	276250	2501050
1855.	270000	261250	2224800
1854.	258500	252800	1963550
1853.	247100	242150	1707750
1852.	237200	232250	1465600
1851.	228700	224900	1232650
1850.	221100	216250	1007750
1849.	211400	208000	791500
1848.	204600	200900	583500
1847.	197200	194050	382600
1846.	190900	188550	188550
1845.	186200		»

Les recherches expérimentales dont nous venons de donner les résultats ont permis, par de simples observations des hauteurs du niveau de l'eau et du temps écoulé entre deux observations consécutives, de calculer les volumes d'eau débités soit par le déversoir, soit par les robinets.

Expériences sur l'alimentation du réservoir de 1881 *à* 1885. — Nos expériences comprennent quatre années consécutives : la première commence le 21 octobre 1881 et se termine le 20 octobre 1882; la deuxième commence le 21 octobre 1882 et se termine le 20 octobre 1883; la troisième commence le

20 octobre 1883 et se termine le 20 octobre 1884; la quatrième, enfin, commence le 20 octobre 1884 et se termine le 20 octobre 1885.

Les robinets du réservoir avaient été fermés le soir du 20 octobre 1881. Les pluies d'été venaient de finir; la saison des neiges commençait. Peu à peu, sous l'influence de la fonte lente qui a lieu en hiver, et dont nous mesurerons plus loin l'importance, le niveau de l'eau montait dans le réservoir. L'eau affleura la crête du déversoir le 13 mai 1882. Le réservoir avait donc mis 196 jours à se remplir, c'est-à-dire à emmagasiner 7 268 000^{mc} d'eau. Cet approvisionnement important était réalisé sept jours environ avant le moment où la fonte rapide des neiges qui couronnent les hauteurs qui dominent le lac d'Orédon se déclare habituellement.

A partir du 13 mai, l'eau reçue par le réservoir s'écoula par le déversoir en nappe variant de $0^m,00$ à $0^m,13$ d'épaisseur jusqu'au 5 juillet à 7^h du soir, moment où, pour les besoins des travaux et de l'alimentation du canal de la Neste, les robinets durent être ouverts.

Le volume d'eau écoulé par le déversoir est, d'après des calculs basés sur les observations régulières de la lame déversante, de 6 804 000^{mc}.

La vidange du réservoir continua avec des temps d'arrêt nécessités par les travaux, jusqu'au 12 septembre à 4^h du soir, heure à laquelle le réservoir se trouva vide. L'eau venant par les affluents du lac trouva un libre passage par les robinets laissés ouverts jusqu'au 31 octobre à midi. Les robinets furent de nouveau fermés pour continuer, en 1883, l'expérience commencée en 1881.

Volumes d'eau reçus par le réservoir de 1881 *à* 1885. — Il résulte du relevé des observations faites que du 21 octobre 1881 au 20 octobre 1882, c'est-à-dire pendant la première année d'expériences, le réservoir avait reçu et laissé passer un volume d'eau total de 25 176 000^{mc}.

Le réservoir, fermé le 31 octobre 1882, au moment où la saison des neiges commençait, retint de nouveau les eaux; leur niveau s'éleva lentement, en raison de l'activité très réduite de la fonte des neiges en hiver.

Les neiges furent très abondantes pendant la saison hivernale de 1882-1883. Le réservoir d'Orédon se trouva plein dans la nuit du 29 au 30 avril 1882, à minuit. Un approvisionnement de 7 268 000^{mc} d'eau était déjà réalisé à cette époque. Mais le réservoir n'ayant été fermé que le 31 octobre, il faut, pour que les résultats de 1881-1882 et de 1882-1883 soient comparables, porter au compte de la deuxième année le volume d'eau écoulé par les robinets du 20 au 31 octobre 1882. Ce volume est de 876 000^{mc}.

Du 30 avril au 24 août, à 7^h30^m du soir, l'eau s'écoula par le déversoir en nappe variant de $0^m,00$ à $0^m,213$ d'épaisseur. Le volume d'eau écoulé par le déversoir

pendant cette période de 116 jours, calculé comme en 1882 sur les observations régulières de la lame déversante, est de 24 183 000^{mc}.

Les robinets ayant été ouverts en partie le soir du 24 août, la vidange commandée par les nécessités des travaux commença; elle se terminait le 28 septembre, à 9^{h} du matin. L'eau venant des affluents du lac continua à passer par les robinets laissés ouverts jusqu'au 20 octobre 1883, à midi, heure à laquelle ils furent de nouveau fermés.

Des calculs établis sur les données d'observations régulièrement faites, de manière à tenir compte de toutes les variations du niveau de l'eau, ont permis d'évaluer le volume de l'eau reçue et écoulée par le réservoir du 30 avril 1883 au 20 octobre suivant. Ce volume total est de 37 354 000^{mc}.

A ce volume s'ajoute le volume écoulé du 20 au 31 octobre 1882, évalué ci-dessus à 876 000^{mc}.

Ce qui donne, pour le volume de l'eau reçue et écoulée par le réservoir d'Orédon pendant la seconde année d'expériences, c'est-à-dire du 20 octobre 1882 au 20 octobre 1883, le total de 38 230 000^{mc}.

A l'issue de la campagne de 1883, les robinets du réservoir ne furent fermés que le 7 novembre, à 5^{h} du soir. Du 20 octobre à midi au 7 novembre à 5^{h} du soir, le lac avait débité en moyenne 0^{m},945 litres par seconde, ce qui donne un volume total de 1 487 000^{mc}.

Le 19 mai 1884, à 3^{h}20^{m} du matin, le réservoir était plein et l'eau commença à passer sur le déversoir jusqu'au 15 août sans interruption, puis, incidemment, l'eau passa quatre fois sur le déversoir du 15 au 31 août; entre ces deux époques, les robinets avaient été en partie ouverts.

Le volume total écoulé par le déversoir est de 18 146 000^{mc}.

Le volume total débité par les robinets du 15 août au 20 octobre 1884 est de 16 594 000^{mc}.

Les trois débits qui précèdent, réunis, donnent, pour le volume total reçu par le réservoir du 20 octobre 1883 au 20 octobre 1884, la somme de 36 227 000^{mc}.

Sans donner le détail des débits du 20 octobre 1884 au 20 octobre 1885, nous dirons, en résumé, que, pendant les quatre années d'expériences qui viennent de s'écouler, le réservoir d'Orédon a reçu les volumes d'eau suivants :

				mc
Du 20 octobre	1881	au 20 octobre	1882.....	25176000
»	1882	»	1883.....	38230000
»	1883	»	1884.....	36227000
»	1884	»	1885.....	46461000

Quantités de pluie correspondantes à ces volumes. — Quelles sont les quantités de pluie correspondantes à ces débits si différents? Quelles sont les pertes annuelles dues à l'évaporation? C'est ce que, dans l'état actuel de nos moyens d'observa-

tion, il nous est impossible de préciser. Nous ne pouvons donner à ce sujet que quelques indications, sur la valeur desquelles reste suspendue une incertitude que nous ne saurions faire disparaître.

Nous avons bien au lac d'Orédon un pluviomètre, mais il n'a pu jusqu'à présent être observé qu'en été. En hiver, le poste est abandonné faute de relations suivies avec le village le plus voisin.

Ce pluviomètre unique, placé au point le plus bas du bassin d'alimentation du lac d'Orédon, ne saurait donner des indications applicables aux régions moyenne et supérieure de ce bassin.

La seule station pluviométrique dont les observations permanentes puissent donner une idée approximative de ce qui se passe dans le bassin du lac d'Orédon est celle du pic du Midi. Une distance de 10^{km} environ sépare le pic du Midi du lac d'Orédon. En plaine, une pareille distance n'influencerait pas notablement les résultats des observations pluviométriques. En pays de hautes montagnes, cette distance mérite d'être considérée. Elle peut donner lieu à des changements notables dans le climat et à des variations très grandes dans les quantités de pluie.

En raison de sa situation sur un cap élevé (2877^{m}) détaché au nord de la chaîne centrale des Pyrénées, l'observatoire du pic du Midi nous paraît devoir indiquer des quantités de pluie supérieures à celles qui tombent dans la région centrale où se trouve le lac d'Orédon. Les vents d'Ouest et du Nord-Ouest, chargés de pluie et de neige, qui sont les vents régnants de la région du Sud-Ouest de la France, viennent heurter de front le pic du Midi et les premiers contreforts de la chaîne, ce qui les force à s'élever et à abandonner une notable partie de leur eau. Ils arrivent allégés sur la chaîne centrale, où les pluies sont, par conséquent, moins abondantes. C'est ce que nous avons observé en maintes occasions.

Les indications de la station du pic du Midi doivent donc être considérées comme des maxima, notamment en ce qui concerne le bassin du lac d'Orédon. Il faut ajouter que ces indications ne paraissent pas devoir être considérées comme exactes pour les chutes de neige. Il est en effet très difficile, dans une pareille situation, de distinguer la neige venant des nuages de celle antérieurement tombée et que des vents impétueux soulèvent et promènent en tourbillons épais après l'avoir arrachée aux flancs escarpés du pic et des montagnes voisines.

Cependant, l'observatoire du pic du Midi est assez voisin du réservoir d'Orédon, et son altitude diffère assez peu de l'altitude moyenne du bassin d'alimentation de ce réservoir pour que les observations pluviométriques faites au pic du Midi soient, sauf quelques exceptions faciles à distinguer, à peu près applicables au bassin d'alimentation du réservoir.

Ces réserves faites, nous allons nous servir des indications pluviométriques du pic du Midi et les comparer aux observations que nous avons eu l'occasion de faire dans le bassin du lac d'Orédon.

	Épaisseur de la couche de pluie.	Volumes d'eau tombés dans le bassin d'alimentation du réservoir.	Volumes d'eau reçus par le réservoir.
	m	mc	mc
1° Du 20 octobre 1881 au 20 octobre 1882.....	1,35	40986000	25176000
2° » 1882 » 1883.....	1,99	60416000	38230000
3° » 1883 » 1884.....	1,05	31878000	36227000
4° » 1884 » 1885.....	2,03	61631000	46461000

Dans ce Tableau, les volumes d'eau tombés dans le bassin d'alimentation du réservoir sont les produits des épaisseurs de la couche de pluie par la superficie du bassin, qui est de 3036 hectares.

On peut remarquer tout d'abord que la quantité de pluie correspondante à la troisième année d'observations est de beaucoup inférieure à celles des trois autres années et aussi à la moyenne des pluies annuelles qui, au pic du Midi, est d'environ $1^m,70$.

Anomalie produite par le report des neiges d'une année sur la suivante. — On peut remarquer ensuite que, tandis que, pendant cette même troisième année d'observations, le volume d'eau reçu par le bassin d'alimentation n'est que de $31\,878\,000^{mc}$, le volume d'eau reçu par le réservoir atteint $36\,227\,000^{mc}$. Cette anomalie a sa cause dans le grand approvisionnement de neige accumulé en 1883 sur les montagnes et qui n'a achevé de fondre qu'en 1884.

Nous rendrons compte plus loin de nos observations sur les glaciers qui portent leur tribut au lac d'Orédon. Nous pouvons faire connaître dès à présent celles de ces observations comprises entre les années 1881 et 1885, et qui se rapportent au glacier du Néouvieille.

Nous avons constaté la diminution de ce glacier depuis trente ans. Une vue prise le 3 septembre 1882 présente ce glacier réduit à peu près à son minimum connu jusqu'à ce jour. C'est un noyau compris entre les deux pointes du Néouvieille, et qui montre à nu vers le Nord-Est ses strates de glace bleue.

Une deuxième vue du glacier, prise le 16 septembre 1883, présente le glacier et les flancs de la montagne encore couverte d'une épaisse couche de neige, reste de celle qui était tombée l'hiver précédent et que l'été de 1883 n'avait pu fondre. Telle est la cause visible de l'anomalie remarquée plus haut entre les volumes d'eau jetés par la pluie dans le bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon et les volumes d'eau reçus par ce réservoir.

Enfin, une troisième vue, prise le 10 septembre 1885, présente le glacier revenu à peu près à son minimum de 1882. Une légère couche de neige, tombée

le 8 septembre, empêche de voir la glace bleue et sa stratification. Le glacier ne paraît pas avoir notablement perdu depuis 1882, mais les franges de névés que l'on voit échouées au pied de la crête indiquée à gauche du dessin se sont un peu amoindries.

L'hiver de 1884-1885 fut long, neigeux et cependant assez doux. Il se prolongea jusque vers la fin du mois d'avril, qui fut très pluvieux. Les pluies abondantes des mois de juin, juillet et août précipitèrent la fonte des neiges de l'hiver. En septembre, ces neiges avaient disparu.

Pertes sur les quantités de pluie. — Des faits que nous venons de relater ressort cette conséquence, qu'à la fin de la quatrième année d'observations la situation des glaciers et des névés est à peu près identique à celle de la première année. L'occasion est donc bonne pour se rendre compte des pertes que les eaux de pluie subissent avant d'arriver au réservoir. Nous n'avons à craindre aucune erreur provenant de la fonte des vieilles neiges, dont le produit s'ajouterait à celui des pluies annuelles, ni du report d'une année à l'autre des neiges non fondues durant l'année de leur chute.

Si, d'un côté, l'on fait la somme des volumes d'eau reçus par le réservoir, on trouve 146 094 000^{mc}.

Si, d'un autre côté, on fait la somme des volumes d'eau jetés par la pluie dans le bassin d'alimentation du réservoir, on trouve 194 911 000^{mc}.

Le rapport du premier de ces volumes au second est 0,75.

Il y aurait donc, sur les quantités de pluie reçues par le bassin du réservoir d'Orédon, une perte d'environ 25 pour 100.

Cette perte est principalement due à l'évaporation; nous chercherons un peu plus loin à en apprécier d'une autre manière l'importance; car il ne faut pas oublier que le chiffre que nous venons d'assigner à cette perte repose sur l'accord entre les résultats pluviométriques obtenus au pic du Midi et la quantité réelle et encore inconnue de pluie qui tombe dans le bassin du lac d'Orédon.

Les expériences dont nous venons de donner les résultats montrent que, d'une année à l'autre, les quantités de pluies reçues par le bassin d'alimentation, de même que les volumes d'eau reçus par le réservoir, sont sujets à de grandes variations.

Distribution des pluies sur le versant nord des Pyrénées. — Nous avons dit plus haut que trois causes principales commandent ces variations : la première est l'épaisseur de la couche d'eau reçue par le bassin d'alimentation, la deuxième est la distribution des pluies dans le courant de l'année, la troisième est l'évaporation. A ces trois causes vient s'en ajouter une quatrième, c'est l'étendue des névés et des glaciers ou, en d'autres termes, la quantité variable de neige non

fondue qui se déverse d'une année sur les suivantes, ou, inversement, la quantité de neige ou de glace enlevée par la fonte sur les réserves antérieures.

Nous avons examiné la première de ces causes des variations de l'alimentation du réservoir d'Orédon; nous allons examiner la seconde.

La distribution et l'intensité de la pluie sont très variables sur le versant Nord des Pyrénées. Il pleut moins dans la plaine qu'au pied de la chaîne, et plus sur les montagnes qu'au pied.

Prenons pour exemple les quatre années consécutives qui se sont écoulées du 20 octobre 1881 au 20 octobre 1885. Les observations pluviométriques ont donné les résultats suivants :

Stations pluviométriques.	Pluie du 20 oct. 1881 au 20 oct. 1882.	Pluie du 20 oct. 1882 au 20 oct. 1883.	Pluie du 20 oct. 1883 au 20 oct. 1884.	Pluie du 20 oct. 1884 au 20 oct. 1885.
	m	m	m	m
Tarbes (plaine)	0,74	1,00	0,73	1,24
Bagnères-de-Bigorre (pied de la chaîne).	0,93	1,59	1,09	1,47
Pic du Midi	1,35	1,99	1,05	2,03

Les quatre années dont nous venons de donner les résultats pluviométriques se trouvent rarement ainsi accolées dans le cours du temps. Depuis plus de trente ans que nous observons le régime du cours d'eau au pied des Pyrénées, nous n'avons pas vu l'étiage descendre aussi bas qu'en 1882. Partout les anciennes sources, appauvries depuis plusieurs années déjà, avaient tari. Les anciens du pays n'ont pas gardé le souvenir d'une année aussi sèche que l'année 1882. L'année 1870 peut seule lui être comparée.

D'un autre côté, il faut remonter jusqu'en 1855 pour retrouver des pluies aussi abondantes que celles qui ont signalé les hivers de 1883 et 1885. Le contraste des deux années consécutives 1882 et 1883 est particulièrement marqué. Celui des deux années suivantes est plus marqué encore.

Les relevés pluviométriques relatifs à ces quatre années peuvent être considérés comme des extrêmes rarement atteints; car, si on les compare aux moyennes des observations de plusieurs années, qui sont :

	m
Pour Tarbes, de 1870 à 1885, de	0,90
Pour Bagnères, de 1855 à 1885, de	1,23
Pour le pic du Midi, de 1874 à 1885, de	2,04

on voit que l'écart en plus ou en moins est très accentué et que la quantité d'eau reçue annuellement par le réservoir d'Orédon doit être sujette à des variations considérables et en rapport avec celles de la couche d'eau tombée chaque année; mais ce rapport est loin d'être constant.

La distribution des pluies dans le courant de l'année exerce sur ce rapport une très grande influence.

Pluies d'hiver. — Si l'hiver est pluvieux et l'été sec, la pluie tombant à l'état de neige sur les montagnes s'y conserve; et lorsque l'époque de la fonte est arrivée, l'eau descend au réservoir sans pertes notables, car le sol du bassin d'alimentation présente presque partout un granit compact qui laisse peu de prise aux infiltrations.

Pluies d'été. — Si, au contraire, l'hiver est sec et l'été pluvieux, le contingent apporté au réservoir par la fonte de la neige sera faible. Les pluies d'été ont, en général, peu d'effet sur le réservoir, à moins qu'elles ne soient fortes.

Évaporation. — L'évaporation, qui joue un très grand rôle en été, jointe à l'action végétale, renvoie presque en entier dans l'atmosphère l'eau des pluies ordinaires, et ce phénomène est d'autant plus marqué que la région est plus élevée. Nous avons en effet eu souvent l'occasion de l'observer tant au lac Bleu qu'au lac d'Orédon. Les bassins d'alimentation de ces deux lacs sont à des altitudes comparables : 2300^m en moyenne pour le lac Bleu, et 2400^m pour le lac d'Orédon. Dans la zone supérieure du bassin du lac d'Orédon, on ne trouve que la neige ou la glace et le rocher nu; la zone inférieure, un peu moins étendue, est celle des hauts pâturages et de la végétation arborescente. Une pluie même assez forte, pouvant donner $0^m,03$ d'eau, pourra pénétrer de $0^m,15$ à $0^m,20$ la couche d'humus que recouvre un épais gazon; le dessous restera sec et le réservoir inférieur ne recevra d'autre eau de cette pluie que celle qui s'écoule des rochers nus ou qui lui vient directement des nuages.

C'est sur les tiges innombrables du matelas de gazon que l'évaporation se fait d'abord. Ces tiges, longues et serrées, présentent à l'évaporation une superficie cent fois plus grande, au moins, que celle du sol sur lequel elles végètent. La couche supérieure du sol, sur une épaisseur moyenne de $0^m,04$ à $0^m,05$, perd ensuite rapidement son humidité, non sans emprunter par la capillarité une partie de l'eau de la couche sous-jacente. L'eau de pluie qui peut rester dans cette dernière couche de $0^m,10$ à $0^m,15$ d'épaisseur est pompée à son tour par les racines du gazon et renvoyée plus tard dans l'atmosphère. C'est ainsi que, des pluies ordinaires d'été, il n'arrive que peu de chose aux réservoirs naturels ou artificiels.

Pertes par évaporation. — Pour étudier de plus près et essayer d'apprécier les pertes dues à l'évaporation, nous allons reprendre les chutes de pluie et de neige observées de 1881 à 1885 au pic du Midi qui, nous devons le répéter, sont com-

parables, sous le rapport des quantités et de leur distribution, avec ce qui se passe dans le bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon, et les comparer, en effet, aux quantités d'eau reçues par ce réservoir pendant ces mêmes années.

Pour établir cette comparaison, nous sommes amené à revenir sur la distinction déjà faite entre les pluies d'hiver et les pluies d'été. Nous avons appelé *pluies d'hiver* celles qui donnent de la neige persistante. Les *pluies d'été* sont celles qui donnent de l'eau ou de la neige qui disparaît au bout de quelques jours.

Dans le bassin du lac d'Orédon, les pluies d'hiver commencent en général vers le 20 octobre et se terminent vers le 20 mai. Les pluies d'été commencent vers le 20 mai et se terminent vers le 20 octobre.

Dans les pluies d'été, une distinction est à faire au point de vue de l'alimentation du réservoir. Celles qui tombent du 20 mai au 1er juillet, époque vers laquelle la fonte de la neige atteint dans le bassin d'alimentation du réservoir sa plus grande énergie, trouvent le sol encore couvert de neige ; elles arrivent sans pertes notables avec l'eau de neige au réservoir. C'est ainsi que l'on a vu les neiges abondantes de l'hiver de 1884 à 1885 disparaître complètement sous les fortes pluies des mois de juin, juillet et août 1885.

Vers la fin de juin, le sol se dépouille rapidement de neige ; le sol humide et chaud se couvre de végétaux, et l'on est souvent surpris de voir des fleurs et un vert gazon sur des points que la neige couvrait quatre ou cinq jours auparavant. A partir de ce moment, l'eau des pluies ordinaires, absorbée par la végétation qui s'étend d'un jour à l'autre, ou renvoyée dans l'atmosphère par l'évaporation, n'apporte plus au réservoir qu'un tribut insignifiant.

Si l'on distingue, conformément aux indications qui précèdent, en pluies d'hiver et en pluies d'été les pluies tombées au pic du Midi pendant la période de quatre ans que comprennent nos expériences au lac d'Orédon, cette distribution peut se présenter sous la forme du Tableau suivant :

	Pluies		
	d'hiver.	d'été.	totales.
	m	m	m
Du 20 octobre 1881 au 20 mai 1882.....	0,73	»	1,35
Du 20 mai 1882 au 20 octobre 1882.....	»	0,62	
Du 20 octobre 1882 au 20 mai 1883.....	1,49	»	1,99
Du 20 mai 1883 au 20 octobre 1883.....	»	0,50	
Du 20 octobre 1883 au 20 mai 1884.....	0,78	»	1,05
Du 20 mai 1884 au 20 octobre 1884.....	»	0,27	
Du 20 octobre 1884 au 20 mai 1885.....	1,29	»	2,03
Du 20 mai 1885 au 20 octobre 1885.....	»	0,74	
	4,29	2,13	6,42

Les sommes indiquées au bas du Tableau montrent qu'en moyenne les pluies

d'hiver entrent dans les pluies totales pour 0,70, et que la part des pluies d'été est de 0,30.

Nous avons dit que les pertes par évaporation se font principalement sur les pluies d'été ; mais toutes ces pluies ne sont pas perdues pour le réservoir. Si elles étaient perdues, la perte serait de 0,30, tandis qu'il résulte des jaugeages qu'elle n'est, ainsi que nous l'avons vu plus haut, que de 0,25. Cette différence tient principalement, suivant une remarque précédente, à ce que les fortes pluies d'été, et surtout celles du mois de juin qui trouvent le bassin d'alimentation du lac d'Orédon presque entièrement encore couvert de neige, n'éprouvent que des pertes insignifiantes avant d'arriver au réservoir.

Si, par exemple, on retranche des pluies d'été mentionnées au Tableau précédent les fortes pluies ci-après, sur lesquelles le réservoir n'a rien perdu, savoir :

	m
Des 8, 9 juillet et 10, 14 septembre 1882	0,05
Des 5, 6, 12, 13,25 juin et 2, 6 octobre 1883.....	0,19
Des 4, 5, 14 et 16 juin 1884.....	0,06
Des 10, 12 juin et 1, 2, 10 juillet 1885	0,23
Total.....	0,53

on trouve que les pluies d'été perdues par évaporation pendant les quatre années qu'embrassent nos expériences se réduisent en somme à $1^m,60$.

Ce dernier résultat, rapproché de la somme totale $6^m,42$ des pluies tombées pendant ces quatre années, montre que les pluies perdues pour l'alimentation du réservoir ne sont en moyenne que les 0,25 des pluies totales.

Il y a donc concordance entre les résultats des jaugeages faits au réservoir d'Orédon et nos appréciations sur la manière dont l'évaporation enlève une partie des pluies et la renvoie dans l'atmosphère.

On ne saurait douter que l'évaporation n'exerce son action en dehors des périodes estivales comprises entre le 20 mai et le 20 octobre de chaque année, et que cette action ne s'exerce même sur la neige et sous de très basses températures ; mais, des faits que nous avons observés, il semble résulter qu'en dehors des périodes estivales, les pertes par évaporation sont insignifiantes dans le bassin élevé du lac d'Orédon.

Pertes annuelles par évaporation. — Le rapport moyen 0,25 qui indique les pertes dues à l'évaporation subit d'une année à l'autre d'importantes variations. Ainsi, pendant la première année de nos expériences, ce rapport, tiré des volumes de l'eau tombée et de l'eau arrivée au réservoir, est de 0,39.

Pendant la deuxième et la troisième année, par suite du report partiel des neiges de 1883 sur 1884, les pertes dues à l'évaporation sont difficiles à distinguer. Elles ont dû être très réduites pendant l'été de 1883, car la neige n'a cessé de couvrir les parties hautes des montagnes qui dominent le lac d'Orédon.

Pendant la quatrième année, le rapport revient à 0,25.

Pendant les étés de la première et de la quatrième année, la neige fondit rapidement et les montagnes restèrent découvertes ; les pertes dues à l'évaporation furent pour la première année de 15810000^{mc}, et pour la seconde de 15170000^{mc}.

Ces deux pertes sont à peu près égales, ainsi qu'on pouvait s'y attendre, les conditions pour l'évaporation étant à peu près les mêmes ; mais, tandis que la première représente les 0,39 de l'eau tombée la première année, la seconde n'est que les 0,25 de l'eau tombée la quatrième année.

Nous avons fait remarquer que, pendant l'été de 1883, les pertes par évaporation ont dû être très réduites. Il a dû en être nécessairement ainsi ; car, en supposant, ce qui est évidemment au-dessous de la vérité, que les pertes pendant l'été de 1884 n'aient été que de 0,25 des pluies de la troisième année, ces pertes seraient de 7969000^{mc} qui, retranchés du volume des pluies, 31878000^{mc}, donneraient pour le volume d'eau arrivé au réservoir 23909000^{mc}.

Or le réservoir a reçu 36227000^{mc}.

Il faut donc que les neiges de 1883 se soient reportées sur l'année 1884 de la différence entre les deux volumes qui précèdent ; c'est-à-dire pour le volume important de 12318000^{mc}.

Si cette neige avait fondu en 1883, le volume d'eau reçu par le réservoir aurait été de 50548000^{mc}, tandis qu'il n'a été que de 38230000^{mc}.

Le volume des pluies, en 1883, ayant été de 60416000^{mc}, la perte par évaporation aurait été de 9868000^{mc}, c'est-à-dire de 0,16 environ du volume de la pluie.

Ce rapport, très inférieur au rapport moyen de 0,25, ne doit en outre être considéré que comme un maximum.

Les neiges reportées de 1883 sur 1884 ont couvert pendant tout l'été de 1883 une étendue de terrain beaucoup plus considérable que celle que la neige couvrait pendant les étés de 1882 et de 1884. On peut donc tirer des chiffres qui précèdent la conséquence, facile à prévoir, que l'évaporation est d'autant plus réduite que la neige couvre un plus vaste espace.

Des expériences de jaugeage et des faits observés dont nous venons de rendre compte, il résulte qu'au point de vue de l'alimentation du réservoir d'Orédon, il y a un lien étroit entre les quantités de pluie, leur distribution dans l'année et l'évaporation.

Le phénomène remarquable du report sur l'année 1884 d'une grande partie des neiges tombées au commencement de 1883 fait pressentir quelle influence peut avoir, sur l'alimentation du réservoir et le régime des cours d'eau, l'extension ou le retrait lents ou soudains des névés et des glaciers.

L'examen de cette question trouvera sa place dans le Chapitre suivant ; nous terminerons le présent Chapitre par l'exposé d'expériences qui se rattachent

plus particulièrement au réservoir d'Orédon et qui ont pour objet l'étude de l'alimentation de ce réservoir en hiver.

Alimentation du réservoir en hiver. — Dès les premiers jours de novembre 1882, la neige couvrait en entier le bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon. Du 5 janvier 1883 au 6 avril suivant, la couche de neige a varié de $1^{m},45$ à $1^{m},90$, pour revenir à $1^{m},50$. Les jours de beau temps furent rares durant cette période, et la température resta basse.

Expériences de 1883. — Le Tableau suivant donne les dates des observations, les hauteurs successives du niveau de l'eau dans le réservoir, les volumes d'eau, par seconde, reçus par le réservoir entre deux observations consécutives, la température maxima moyenne, les nombres des jours de soleil et de ceux où le temps est resté couvert, et enfin l'épaisseur de la couche de neige au bord du lac.

Dates. 1883.	Hauteurs de l'eau.	Volumes reçus par seconde.	Température maxima moyenne.	Jours de ciel pur.	Jours de ciel couvert.	Épaisseur de la couche de neige.
	m	mc	°			m
Janv. 5.....	59,68					1,45
		0,392	— 3	3	4	
» 12.....	60,40					1,45
		0,342	— 4	3	4	
» 19.....	61,00					1,60
		0,324	— 2,6	6	2	
» 27.....	61,65					1,60
		0,342	— 2,6	5	4	
Févr. 5.....	62,40					1,50
		0,298	— 1,2	2	6	
» 13.....	62,96					1,50
		0,313	— 0,7	10	3	
» 26.....	63,80					1,70
		0,320	+ 1,7	6	1	
Mars 5.....	64,80					1,60
		0,285	— 10	4	8	
» 17.....	65,05					1,60
		0,310	— 1,5	3	6	
» 26.....	65,65					1,90
		0,335	— 3	2	2	
» 30.....	65,95					1,80
		0,455	+ 5	3	4	
Avril 6.....	66,50					1,50

Cette première série d'observations avait été précédée, du 25 décembre 1882 au 6 janvier 1883, d'une douzaine de jours pendant lesquels la température maxima moyenne était restée à + 5° environ. C'est ce qui explique le débit moyen relativement élevé de $0^{mc},392$ reçu par le réservoir du 5 au 12 janvier.

A partir du 12 janvier, le débit moyen diminue, en variant avec les alternatives que présentent l'état du ciel et la température maxima. Il arrive enfin au minimum $0^{mc},285$, du 5 au 17 mars, période exceptionnelle de temps très froid où le soleil ne se montre que 4 jours sur 12.

Le débit se relève ensuite vers le 1er avril avec la température et des jours moins sombres. La période d'été commence.

Ces observations ont été continuées pendant les hivers de 1883-1884 et de 1884-1885.

Expériences de 1884. — L'été de 1883 n'offrit rien de remarquable; la pre-

mière neige, qui se montre comme d'habitude du 10 au 14 septembre, arriva le 12, mais ne persista pas. La neige reparut le 29 et le 30, et chaque jour ensuite du 1er au 8 octobre, puis le temps se radoucit. La neige nouvelle disparut sur tous les versants vus par le soleil, et la montagne reprit son aspect de la fin de l'été, avec ses grandes plaques de névés, résidus des neiges abondantes de l'hiver précédent.

Les robinets du réservoir furent fermés le 7 novembre, à 5h du soir.

La neige reparut le 20 novembre en faible couche de 0m,06 d'abord, mais elle ne cessa pas depuis de couvrir le sol.

Le lac d'Orédon était glacé le 1er décembre; la neige avait alors 0m,12 d'épaisseur. L'alimentation du réservoir depuis cette époque et durant l'hiver de 1883-1884 fait l'objet du Tableau suivant, dans lequel on retrouve les indications du précédent :

Dates 1883.	Hauteurs de l'eau.	Volumes reçus par seconde.	Température maxima moyenne.	Jours de ciel pur.	Jours de ciel couvert.	Épaisseur de la couche de neige.
	m	mc	°			m
Déc. 1....	50,38	0,396	—7,6	6	13	0,12 (1)
» 19 ...	53,00	0,232	—1,7	6	1	0,45
» 26....	53,55					0,35
1884.						
Janv. 2....	54,25	0,297	3	5	2	0,30
» 16....	55,45	0,275	—1,2	7	7	0,47
» 23....	55,95	0,250	2	7	0	0,27
» 30....	56,50	0,240	—1	1	6	0,25
Févr. 6....	56,90	0,194	—1,4	4	3	0,24
» 13....	57,25	0,192	—0,8	2	5	0,25
» 23....	58,00	0,239	—1	3	7	0,50
» 28....	58,30	0,223	—4	1	4	0,50
Mars 6....	58,75	0,240	—2,7	2	5	0,45
» 13....	59,15	0,218	—1,5	4	3	0,95
» 19....	59,55	0,265	1,5	6	0	0,50

Influence de l'épaisseur de la couche de neige. — La comparaison de ce Tableau avec le précédent présente tout d'abord deux différences très remarquables :

1° La différence des volumes reçus par seconde;

2° La différence des épaisseurs de la couche de neige.

Dans l'un et l'autre cas, le bassin d'alimentation du réservoir était uniformément couvert de neige.

Les températures maxima sont généralement au-dessous de zéro pendant la période d'observations des deux années consécutives; si quelque différence existe entre les températures maxima, il semble que c'est en 1883 que les températures maxima sont le plus basses. Il ne faut pas, d'ailleurs, accorder trop

(1) Le 5, 0m,18; le 8, 0m,30; le 12, 0m,35.

d'importance à ces variations de température tant qu'elles ne dépassent pas 4° ou 5° au-dessus de zéro; car, la différence entre le maximum et le minimum diurnes étant en moyenne de 12° en hiver, il en résulte que, lors même que le maximum atteint + 5°, il a été précédé d'un minimum de — 7° environ, et que la température entre 0° et + 5° ne dure que quelques heures dans les courtes journées d'hiver, tandis que la température entre 0° et — 7° règne pendant au moins dix-huit heures sur vingt-quatre.

On peut se rendre compte de l'influence des températures un peu supérieures à zéro sur la fonte de la neige par des éléments puisés dans les deux Tableaux que nous examinons. On peut y voir en effet :

1° Qu'en 1883, du 13 février au 5 mars, sous l'influence d'une température maxima moyenne de + 3°, la fonte de la neige, par seconde, a passé de $0^{mc},301$ à $0^{mc},313$ et $0^{mc},320$, pour redescendre à $0^{mc},285$;

2° Que du 26 décembre 1883 au 30 janvier 1884, sous l'influence de températures maxima moyennes de + 5° et + 2°, la fonte de la neige, par seconde, a passé de $0^{mc},232$ à $0^{mc},297$ et $0^{mc},275$, pour redescendre à $0^{mc},240$.

Dans le premier Tableau, l'influence du maximum sur la fonte de la neige est de $\frac{1}{10}$ environ, tandis qu'elle est de $\frac{1}{5}$ environ dans le second. Dans l'un et l'autre cas, le ciel a été alternativement beau et couvert; cependant les beaux jours sont à l'avantage de 1883.

Dans l'une et l'autre série d'observations, le vent s'est tenu à peu près également entre la région douce de l'Ouest et la région froide du Nord-Est; il n'a donc pu activer la fonte de la neige plus dans une série que dans l'autre.

Il faut remarquer, enfin, que c'est vers la fin de février que la fonte de la neige atteint son minimum. Ce minimum persiste pendant un mois et demi environ; il est de $0^{mc},293$ pour la première série d'observations, et de $0^{mc},222$ pour la seconde. Le premier de ces chiffres résulte de ce que le réservoir a reçu 101500^{mc} d'eau du 5 février 1883 au 17 mars suivant; le second, de ce que le réservoir a reçu 82500^{mc} d'eau du 30 janvier 1884 au 13 mars suivant.

Cette dernière remarque, se rapportant à une situation dans laquelle la neige qui recouvre la montagne est le moins exposée aux actions extérieures qui peuvent provoquer la fonte, puisque la température maxima se trouve en moyenne au-dessous de zéro, laisse une importance considérable à l'épaisseur de la couche de neige pour la part que cette épaisseur peut avoir dans la fonte.

Ce qui paraît certain, toutes autres actions restant sensiblement égales, c'est que, pour une couche de neige de $0^{m},40$ d'épaisseur moyenne, la fonte de la neige est représentée par $0^{mc},222$, tandis que pour une couche de neige de $1^{m},60$ d'épaisseur moyenne la fonte est représentée par $0^{mc},293$.

Nous avons recherché quelle pouvait être la cause de cette différence, et voici le résultat de nos recherches.

Déjà la terre était gelée sur $0^m,10$ environ de profondeur, lorsque, le 20 novembre 1883, la neige revint et couvrit le sol d'une couche de $0^m,06$ d'épaisseur. Depuis lors le sol resta couvert de neige. La couche de neige atteignait successivement les épaisseurs suivantes :

			m
1er	décembre	1883	0,12
5	»		0,18
8	»		0,30
12	»		0,35
19	»		0,43
26	»		0,35

puis en janvier, février et mars 1884, les épaisseurs portées au Tableau précédent.

Le 19 mars 1884, deux fouilles furent pratiquées sur deux points que les rayons du soleil n'atteignent pas en hiver : la première, sur un point où la neige, enlevée par le vent, avait laissé le sol à nu; la seconde, sur un point où la neige avait encore $0^m,30$ d'épaisseur.

Dans la première fouille, la terre était sèche, très fortement gelée sur une épaisseur de $0^m,10$, et molle au-dessous.

Dans la seconde fouille, la couche de terre gelée n'avait que $0^m,04$ d'épaisseur; elle n'était pas aussi fortement gelée que dans la première fouille. Elle était séparée de la neige par une couche de terre non gelée de $0^m,03$ d'épaisseur, imprégnée d'eau, et à la surface de laquelle l'eau provenant de la fonte de la neige s'écoulait.

Le 2 avril 1884, les expériences du 19 mars furent renouvelées dans les mêmes conditions sur des points voisins des premiers, et comme eux encore à l'abri des rayons du soleil.

Dans la première fouille faite sur un sol nu, la terre était, comme le 19 mars, sèche, très fortement gelée sur $0^m,10$ d'épaisseur et molle au-dessous.

Dans la seconde, sous une couche de neige de $0^m,30$, on a trouvé d'abord une couche de terre de $0^m,03$ dégelée, très humide, puis une couche de terre de $0^m,04$ encore à moitié gelée et en partie traversée par l'eau de la couche supérieure, et au-dessous la terre molle et humide.

Dans une troisième fouille faite sur le sol nu et bien exposé au soleil d'hiver, la couche superficielle de $0^m,10$ environ de terre gelée qui existait vers le 20 novembre 1883 était complètement dégelée. Toute trace d'humidité avait disparu, la terre était sèche; il y avait donc plusieurs mois que le dégel s'était opéré sur ce point.

Enfin, dans une quatrième fouille faite sur un point bien exposé au soleil d'hiver, mais où il y avait encore $0^m,30$ de neige, on a trouvé la terre entièrement dégelée et très humide sur toute la profondeur de la fouille, qui était de $0^m,40$.

Pendant la durée de ces expériences, c'est-à-dire du 19 mars 1884 au 2 avril suivant, la température maxima a rarement dépassé zéro et pendant quelques heures seulement par jour; ses variations sont comprises dans les limites indiquées dans les Tableaux ci-dessus, relatifs à l'alimentation du réservoir pendant les hivers de 1883 et 1884.

Ces expériences ne laissent aucun doute au sujet de l'influence pressentie que l'épaisseur de la couche de neige peut exercer sur l'alimentation du réservoir en hiver.

Influence de la chaleur centrale. — On peut en tirer en outre une conséquence importante concernant l'action de la chaleur centrale de la terre. La couche de terre de $0^m,10$ environ d'épaisseur, gelée au 20 novembre 1883, recouverte par la neige à cette époque, et qu'on a retrouvée sous la neige le 19 mars 1884, sans que son épaisseur ait pu par conséquent augmenter sous l'influence des actions extérieures, n'avait plus que $0^m,07$ environ d'épaisseur à partir de la surface. Cette épaisseur était partagée en deux couches : l'une, supérieure, de $0^m,03$ de terre humide dégelée ; l'autre, inférieure, de $0^m,04$ de terre encore gelée. Cette dernière couche aurait dû avoir $0^m,07$ d'épaisseur. La réduction de $0^m,03$ qu'elle a subie ne peut être due qu'à l'action continue de la chaleur centrale de la terre du 20 novembre 1883 au 19 mars 1884, c'est-à-dire pendant quatre mois.

Ce n'est là qu'une conséquence indirecte de nos expériences ; elle devra être vérifiée et précisée par des expériences directes faites, s'il se peut, sur la roche vive et sur les terrains transportés.

Les expériences que nous venons de décrire semblent démontrer que l'action de la chaleur centrale de la terre s'épuise à dégeler en partie la faible couche de terre qui peut se geler dès le commencement de l'hiver et sur laquelle la neige vient successivement s'entasser, et que dans le courant d'un hiver cette action n'atteint pas la neige elle-même.

Nous devons ajouter que les expériences dont nous venons de donner les résultats ne sont ni assez précises ni assez complètes pour qu'on puisse en déduire la mesure des effets de la chaleur centrale de la terre. Ce qui paraît résulter seulement avec quelque certitude de ces expériences, c'est que la chaleur centrale de la terre est sans influence sur la fonte des neiges tombées sur le sol durant un hiver.

Causes de la fonte de la neige en hiver. — On peut également conclure des expériences qui précèdent que la fonte de la neige en hiver est presque exclusivement due aux actions extérieures ; et, comme la température de l'air est rarement au-dessus de zéro en cette saison, et ne s'y maintient que quelques heures

par jour, il faut nécessairement en conclure que la fonte est due en très grande partie à l'action directe des rayons solaires. Personne n'ignore, en effet, que la neige disparaît de bonne heure des versants exposés au soleil, tandis qu'elle persiste sur les flancs Nord des montagnes.

Les beaux jours ne sont pas rares en hiver sur les hautes cimes ; les jours sans nuages et le temps couvert y sont à peu près également partagés ; tandis que les plaines et les vallées sont couvertes d'un voile épais de nuées basses, les hautes cimes émergent dans un ciel d'une rare pureté et la neige qui les couvre reste exposée aux rayons du soleil, bien plus ardents en hiver qu'en été.

Il est à croire que les gouttes d'eau provenant de la fonte superficielle de la neige restent suspendues aux grains de névé qui les ont produites, assez longtemps pour que leur température s'élève sensiblement au-dessus de zéro, et que, lorsqu'elles s'en détachent, elles ont acquis assez de chaleur pour provoquer la fonte des parcelles de neige situées au-dessous de la surface, et même pour dégeler la couche de terre sur laquelle la neige repose.

S'il en est ainsi, il semble que plus la couche de neige sera épaisse et plus abondante sera la fonte de la neige sur laquelle l'eau tombant de la superficie viendra distribuer sa chaleur ; mais, comme le calorique supplémentaire que la goutte d'eau qui vient de fondre emprunte aux rayons solaires ne peut être considérable, il est à présumer qu'il sera vite absorbé à mesure que la goutte d'eau pénètre dans la neige.

Si, au contraire, la couche de neige est faible, l'eau arrivera sur la terre gelée sans avoir perdu toute la chaleur que le soleil lui avait donnée, lui livrera ce reste de chaleur en la dégelant, mais sans résultat utile pour l'alimentation du réservoir.

Sur ce dernier point, les expériences dont nous venons de donner les résultats sont bien d'accord avec les deux Tableaux donnant l'alimentation du réservoir d'Orédon pendant les hivers si différents de 1883 et 1884.

Expériences de 1885. — Les observations sur la fonte de la neige en hiver ont été continuées pendant l'hiver de 1884-1885. Le robinet central du rang inférieur est resté ouvert pendant tout l'hiver. Les volumes d'eau débités ont été calculés au moyen de la charge sur le centre de ce robinet.

Ces observations sont résumées dans le Tableau ci-après, dont la composition ne diffère des précédents qu'en ce qui concerne les volumes emmagasinés par le réservoir, lesquels sont remplacés par les volumes écoulés, sous une charge faible et peu variable, par le robinet laissé ouvert.

	Dates.	Volumes débités par seconde.	Température maxima moyenne.	Jours de ciel beau.	Jours de ciel couvert.	Épaisseur de la couche de neige.
	1884	mc	°			m
Octobre	20.....	0,277	— 1	31	16	0,00
Décembre	6.....	0,295	— 1	9	5	0,04
»	20.....		— 7,9	16	17	0,70
	1885					
Janvier	22.....	0,284	— 2	5	10	1,20
Février	6.....	0,281	1,3	3	4	1,45
»	13.....	0,323	1,1	3	11	1,30
»	27.....	0,357	0,5	1	7	1,15
Mars	7.....	0,381	0,3	1	6	0,90
»	13.....	0,385	0,5	8	6	1,03
»	27.....	0,376	0,0	4	10	1,60
Avril	10.....					1,15

L'hiver de 1884-1885 fut plus abondant en neige que le précédent, mais moins que celui de 1882-1883. On peut remarquer, à une première vue du Tableau qui précède, que jusque vers le 6 février les débits par seconde sont généralement inférieurs à ceux de l'hiver de 1882-1883 et supérieurs à ceux de l'hiver de 1883-1884.

Le mois de février fut relativement doux ; les débits augmentent. Il en est de même en mars. Avril fut pluvieux et doux.

Comparaison des trois séries d'expériences. — Si, pour comparer de plus près les trois Tableaux, on prend dans chacun une assez longue période de temps où la température maxima reste à peu près la même, et où, par conséquent, les actions extérieures agissent sur la fonte de la neige avec une énergie égale, on trouve les résultats suivants :

1° Du 5 janvier au 31 mars 1883, le volume d'eau reçu par le réservoir, déduit des volumes retenus aux cotes 65^{m},95 et 59^{m},68, qui sont respectivement.....	5608600^{mc}
et.....	3428200^{mc}
est de.....	2180400^{mc}
Le temps écoulé entre les deux époques est de 85 jours, soit, en secondes.....	7344000″
d'où résulte un débit moyen, par seconde, de.....	0^{mc},297
La hauteur moyenne de la couche de neige est de.....	1^{m},60
2° Du 1er décembre 1883 au 19 mars 1884, le volume d'eau reçu par le réservoir, déduit des volumes d'eau retenus aux cotes 59^{m},55 et 50^{m},38, qui sont respectivement.....	3426900^{mc}
et.....	1011400^{mc}
est de.....	2415500^{mc}

Le temps écoulé entre les deux époques est de 110 jours, soit en secondes.....	9504000"
d'où résulte un débit moyen, par seconde, de.....	$0^{mc},254$
La hauteur moyenne de la couche de neige est de.....	$0^{m},40$
3° Du 6 décembre 1884 au 6 février 1885, le volume d'eau écoulé par le robinet laissé ouvert, déduit des volumes débités au 6 février et au 6 décembre, qui sont respectivement.....	2690800^{mc}
et.....	1124800^{mc}
est de.....	1566000^{mc}
Le temps écoulé entre les deux époques est de 62 jours, soit, en secondes.....	5356800"
d'où résulte un débit moyen, par seconde, de.....	$0^{mc},292$
La hauteur moyenne de la couche de neige est de.....	$0^{m},85$
Si l'on examine les trois résultats qui précèdent, on voit que, sous une couche de neige relativement faible de.....	$0^{m},40$
le débit est déjà considérable.....	$0^{mc},254$
que lorsque la couche de neige atteint.....	$0^{m},85$
le débit n'est que de.....	$0^{mc},292$
et que lorsque la couche de neige devient.....	$1^{m},60$
le débit n'est que de.....	$0^{mc},297$

Conclusion. — Il est donc probable que la chaleur acquise par l'eau provenant de la fonte superficielle, pendant qu'elle reste exposée aux rayons solaires, s'épuise vite à mesure que l'eau pénètre dans la couche, et que ce second effet de la fonte superficielle cesse d'être appréciable à quelques mètres au-dessous de la surface.

Lorsque, en hiver, les montagnes sont couvertes d'une couche épaisse de neige, les glaciers situés au-dessous de cette neige annuelle n'ajoutent rien ou presque rien à la fonte superficielle, et le débit des cours d'eau qui naissent en bas des glaciers ne doit éprouver que de faibles variations pendant le bas étiage d'hiver.

Il en est tout autrement en été, lorsque la fonte superficielle est abondante ; l'eau conserve son action fondante jusque dans les plus grandes profondeurs des glaciers. La neige tombée pendant l'hiver précédent fond rapidement et donne lieu aux crues ordinaires du printemps ; mais bientôt ces neiges récentes disparaissent, les flancs des montagnes restent à nu, la crue du printemps diminue et le bas étiage d'été qui lui succède n'a plus, en dehors des pluies accidentelles, d'alimentation permanente que la fonte des vieux névés et des glaciers. Si la superficie occupée par ces masses glacées est considérable, l'étiage d'été sera élevé. Si cette superficie vient à diminuer, le débit pendant l'étiage d'été sera réduit.

Le régime des cours d'eau alimentés par des glaciers est donc étroitement lié aux variations que subit l'étendue de ces glaciers.

Nous n'avons aucune donnée sur le régime du lac d'Orédon antérieurement aux travaux qui ont transformé ce lac en réservoir. Depuis l'époque des travaux,

les glaciers qui alimentent le lac ont peu varié : l'influence de cette variation est à peine saisissable. Mais nous possédons sur le régime de la Neste, dont le lac d'Orédon est tributaire, des données qui nous permettront de jeter quelque lumière sur cette importante question. C'est ce qui va résulter des variations des glaciers dont l'étude fait l'objet du Chapitre suivant.

CHAPITRE II.

VARIATIONS DES GLACIERS.

Traces des névés disparus et de la diminution des glaciers au Néouvieille. — Lorsqu'on parcourt le bassin d'alimentation du réservoir d'Orédon, et que, quittant les hauts pâturages, on s'élève dans la région des névés et des glaciers, il est impossible de ne pas remarquer la diminution récente des névés et des glaciers. La base des crêtes sur les flancs desquelles s'appuyaient les névés est blanche sur une zone de 10^m à 15^m de hauteur au-dessus de cette zone, le granit paraît noirâtre. Si l'on y regarde de près, la zone blanche est dépourvue encore de végétation, tandis que les lichens tapissent les masses granitiques situées au-dessus de la zone blanche et leur donnent leur couleur. Il semble résulter de ces constatations que les hauts névés confinant aux glaciers ont perdu une couche de 10^m à 15^m d'épaisseur. Cette perte est surtout marquée sur les flancs Est et Nord du Néouvieille.

Glacier du Néouvieille. — En 1850, le 9 août, les flancs Est et Nord du Néouvieille étaient entièrement couverts par les névés; la neige descendait jusqu'à 2400^m environ d'altitude. [*Voir* la Carte n° 1 (*Pl.* B.9), et la Vue du 16 septembre 1883 (*Pl.* B.11).]

En 1868, le 17 août, les flancs du Néouvieille étaient en grande partie déjà dégarnis de névés. Nous trouvâmes la glace du glacier de l'Est à nu vers le point A de la Carte; sur le glacier du Nord, la glace apparaissait vers le point A_1. Au point A, la glace ne paraissait pas avoir au delà de 3^m à 4^m d'épaisseur. Au point A_1 situé au bas d'une chute, la glace avait encore de 12^m à 15^m d'épaisseur.

En 1873, le 17 septembre, la glace avait disparu au point A; on ne la retrouvait que vers les points B, B_1. Il en restait encore un noyau au point A_1, mais il était séparé de la partie supérieure du glacier par une distance d'environ 350^m, où le sol était en partie couvert par le névé seul.

En 1875, le 12 septembre, la situation n'avait pas sensiblement changé.

En 1879, le 24 août, le névé ne permettait pas de voir le pied du glacier de l'Est en amont du point B. La masse de glace qui avait persisté jusqu'en 1875 au point A_1 du glacier du Nord avait disparu.

En 1880, le 3 septembre, les flancs Est et Nord du Néouvieille étaient presque entièrement dépouillés de névés.

Le glacier de l'Est était réduit à la forme ovoïde CDE, et présentait sa glace à nu en longues strates parallèles à la base CD. [*Voir* la Carte n° 2 (*Pl.* B.10) et la Vue du 10 septembre 1885 (*Pl.* B.12).]

Le glacier du Nord était réduit à la forme FG. La glace n'était apparente nulle part, et l'on pouvait se demander si, en raison de la grande dépression que la surface avait subie, il restait un noyau de glace sous le névé.

L'hiver de 1882-1883 fut abondant en neige; l'épaisseur de la couche de neige atteignit $1^{m},90$, le 26 février, au bord du lac d'Orédon. Sur les hauteurs qui dominent le lac, la neige, soulevée par les vents du Nord-Ouest, retombe sur les flancs voisins abrités contre le vent. Cette dispersion de la neige a eu pour effet de rétablir de nouveaux névés dans les lieux qu'occupaient les névés disparus depuis 1856, et de donner à la montagne, pendant l'été de 1883, l'apparence qu'elle avait il y a trente ans. C'est cette apparence que représente la Carte n° 1.

Dans la région voisine du glacier du pic Long, les névés avaient subi, depuis 1856, des diminutions analogues à ceux du Néouvieille. Le beau berceau presque horizontal qui sépare les pics de Badet et de Campbieil était encore en grande partie couvert de névés, le 17 août 1868.

En 1871, le 27 août, les névés avaient beaucoup perdu après l'année sèche de 1870 ; on n'en voyait que quelques plaques sur la rive droite du petit lac de Campbieil, et une sur le versant Ouest de cette montagne.

Glacier du pic Long. — Nous n'avons pas vu le glacier du pic Long vers 1856; mais des chasseurs d'isards nous ont affirmé que, vers cette époque, le pied du glacier reposait sur la crête de la moraine frontale. Depuis, le pied du glacier s'est progressivement reculé. Déjà le recul était très marqué en août 1869, époque à laquelle nous eûmes l'occasion de parcourir le glacier, en montant pour la première fois au sommet du pic Long. La distance du pied du glacier à l'arête de la moraine frontale était d'environ 25^{m}.

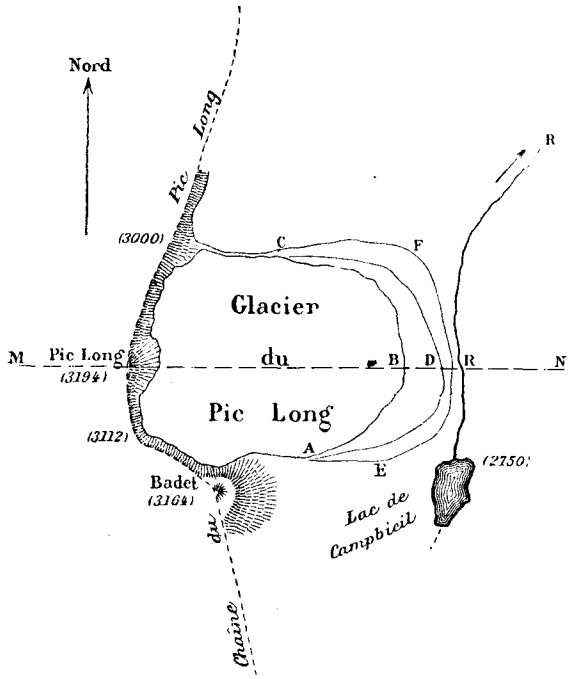
Nous avons visité le glacier le 12 septembre 1871 ; la glace était à nu vers le pied. Les effets de l'année sèche précédente étaient très apparents. Le 17 août 1877, la glace était à nu sur le quart environ de la longueur du glacier. La distance du pied du glacier à la crête de la moraine avait considérablement augmenté. La situation ne nous parut pas notablement changée le 11 août 1880.

Nous avons vu de nouveau le glacier du pic Long, le 8 septembre 1883. Les neiges abondantes de l'hiver précédent avaient complètement recouvert le glacier. Bien que, sous les ardeurs de l'été, la neige eût fondu sur les parties du sol environnant où le vent ne l'avait pas accumulée, elle avait persisté sur la glace,

partout, excepté vers le pied du glacier où le talus de la glace a une inclinaison voisine de 45°.

Nous avons pris un croquis du glacier et quelques mesures que nous reproduisons ci-après :

Fig. 1. — *Plan-croquis approximatif du pic Long, à l'échelle de* $\frac{1}{20000}$.



ABC, pied du glacier.
ADC, crête de la moraine.
AEFC, pied du talus extérieur de la moraine.
RR, ruisseau sortant du petit lac glacé de Campbieil.

(Les nombres entre parenthèses sont les altitudes des points au-dessus du niveau de la mer.)

Le profil n° 1 est pris en regardant l'amont. L'Ouest est à droite et l'Est à gauche ; l'orientation du plan-croquis est inverse.

Le profil n° 1 suivant MN du plan-croquis, donnant une vue du berceau situé entre le pic de Campbieil à l'Est et le pic de Badet et le pic Long à l'Ouest, passe par le sommet du pic Long et se dirige de l'Ouest à l'Est.

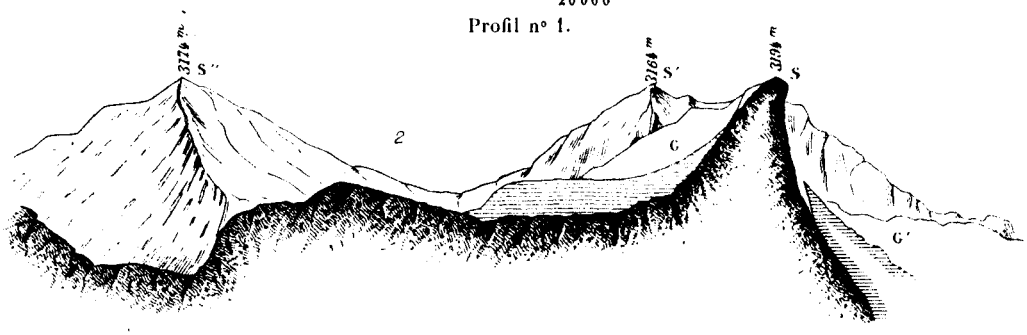
Le profil approximatif n° 2 du glacier Est du pic Long n'est que la reproduction partielle du précédent, à une échelle agrandie.

Le pic Long est flanqué de deux glaciers, l'un à l'Ouest indiqué sur la Carte de la Guerre ; il verse ses eaux dans le Gave de Pau. L'autre, à l'Est, verse ses eaux dans le lac d'Orédon et de là dans la Neste et la Garonne ; il est oublié sur la Carte de la Guerre. C'est ce dernier que nous avons plus particulièrement étudié.

On voit par le profil approximatif de ce glacier que, de 1856 à 1883, le pied du glacier a reculé vers l'Ouest de 120^{m}. Ce recul a mis à nu une dépression de

Fig. 2. — *Profil approximatif du glacier Est du pic Long et vues des pics de Badet et de Campbieil, à l'échelle de* $\frac{1}{20000}$.

Profil n° 1.



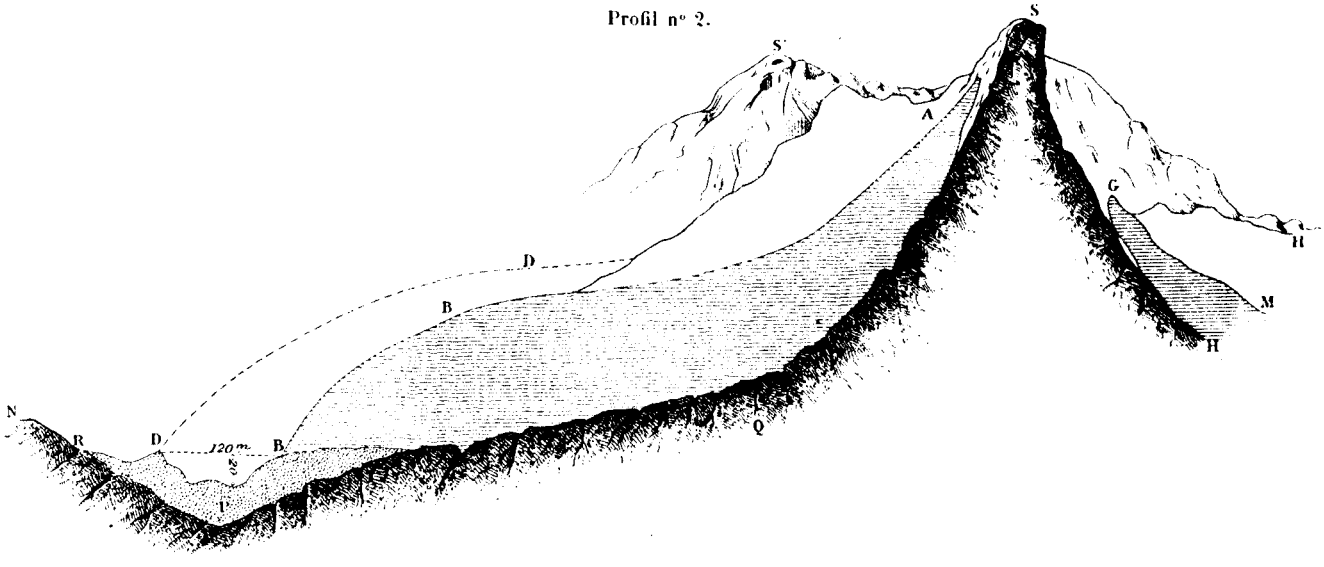
LÉGENDE.

S'', pic de Campbieil.
S', pic de Badet.
S, pic Long.
G, glacier de l'Est.
G', glacier de l'Ouest.

20^{m} environ, creusée dans les dépôts de la moraine frontale par le pied du gla-

Fig. 3. — *Profil approximatif du glacier est du Pic-Long suivant la ligne* MN *du plan-croquis, à l'échelle de* $\frac{1}{9000}$.

Profil n° 2.



LÉGENDE.

R, ruisseau venant du petit lac de Cambieil, à 2750^{m} environ d'altitude.
D, crête de la moraine et pied du glacier en 1856.
B, pied du glacier en 1883.
DDA, coupe de la surface probable du glacier en 1856.
BBA, coupe de la surface du glacier en 1883.
PQ, lit rocheux hypothétique du glacier.
S, sommet du pic Long, à 3194^{m} d'altitude.
S', sommet du Badet à 3164^{m} d'altitude.
GHM, glacier à l'ouest du pic Long.

cier, peut-être pendant la période d'avancement qui a commencé vers 1812. Il semble que le dépôt frontal a été soulevé et poussé vers le versant rocheux PN,

et que le lit du ruisseau R, dont la position naturelle est en P, a été peu à peu refoulé vers la position élevée R qu'il occupe aujourd'hui.

La crête D de la moraine frontale n'a guère qu'une saillie de 7^m au-dessus du terre-plein étroit où serpente le ruisseau R. Cette faible saillie de la crête déjà ancienne de la moraine semble indiquer que le glacier, même dans son plus grand développement connu de mémoire d'homme, ne charrie que peu de débris. Et, en effet, on en aperçoit fort peu, tant sur la tranche frontale du glacier que sur sa surface supérieure.

L'exhaussement lent de P vers R du lit du ruisseau qui sort du lac glacé de Campbieil paraît être l'unique cause de l'existence de ce petit lac. La profondeur de ce lac est faible en effet ; et il est probable que, si le barrage formé par la moraine frontale du glacier dans le déversoir du lac disparaissait, le lac disparaîtrait avec lui.

La hauteur du glacier, du pied à son sommet, étant d'environ.	350^m
La largeur moyenne du glacier de.....	400^m
Et le recul du pied du glacier de.....	120^m

On voit par un calcul facile que, de 1856 à 1883, le glacier a perdu environ $8\,400\,000^{mc}$ de glace.

La superficie du glacier étant d'environ $240\,000^{mq}$ et en supposant que le glacier gagne une couche de glace de 1^m d'épaisseur dans les années abondantes en neige, il ne faudrait pas moins de trente-cinq ans pour ramener le glacier à l'état où il se trouvait vers 1856.

Les deux glaciers du Néouvieille étaient plus étendus que celui du pic Long, mais bien moins profonds ; la fusion d'une couche de glace de 10^m à 15^m d'épaisseur a suffi pour les réduire à l'état presque embryonnaire où nous les voyons aujourd'hui.

Anciens glaciers d'Estaragne. — Sur la montagne d'Estaragne, qui sépare le lac d'Orédon du pic Long et dont le sommet atteint 3000^m, les glaciers ont depuis longtemps disparu. Il n'y reste plus qu'une plaque de névé que l'on trouve sur le versant Est, au pied de l'escarpement culminant de la montagne. Cet escarpement, qui se dresse à près de 80^m de hauteur au sommet du flanc Est de la montagne, court du Sud au Nord, et s'efface avant de plonger dans le lac de Cap-de-Long.

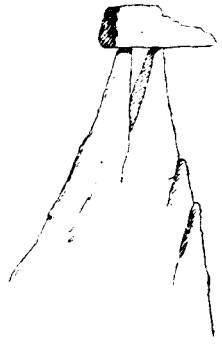
Vers le milieu de la longueur de l'escarpement, une arête vive s'en détache et descend dans la direction du lac d'Orédon. L'arête est en saillie de 40^m en moyenne sur le flanc Est de la montagne.

Action mécanique des glaciers sur les roches. — Il est probable qu'après la poussée qui créa le relief des Pyrénées, la montagne d'Estaragne se présenta

sous la forme d'un grand polyèdre irrégulier à faces mi-partie courbes et planes. Les arêtes du polyèdre ne devaient pas être saillantes au-dessus des faces qu'elles terminaient. Puis vinrent les époques glaciaires. Le flanc Est d'Estaragne se couvrit de neige et de glace. Il est probable que l'arête du polyèdre qui descend vers le lac d'Orédon, battue par les vents, ne fut que rarement couverte par la glace et qu'elle continua à diviser en deux parties à peu près égales le glacier du versant Est. Il est cependant certain que la glace a débordé sur quelques points le sommet de l'arête. Un de ces points se trouve vers le tiers de la longueur de l'arête en partant de l'escarpement culminant.

C'est là que se trouve un bloc de granit en forme de marteau, de 3^{m} environ de longueur, orienté Nord-Sud, porté horizontalement et pour ainsi dire emmanché sur deux pointes granitiques peu distantes et très aiguës qui surgissent du sommet de l'arête. C'est cette situation singulière du bloc qui nous l'a fait désigner sous le nom de *marteau d'Estaragne* (*fig.* 4).

Fig. 4.



Il est évident, pour ceux qui ont quelque habitude des montagnes autrefois couvertes de glaciers, que le marteau d'Estaragne n'a pas toujours occupé la singulière position d'équilibre où nous le voyons aujourd'hui. Amené par le glacier qui descendait de l'arête culminante d'Estaragne à l'aplomb des deux pointes qui le supportent, il y est resté échoué lorsque le fleuve glacé qui le portait a baissé.

Depuis, le glacier a disparu ; les flancs de la montagne granitique se sont déprimés de plus de 40^{m} ; il y a donc de longs siècles que le marteau d'Estaragne existe. Cette longue durée est d'autant plus remarquable que la position d'équilibre du marteau n'est rien moins que stable, et qu'elle est périodiquement compromise par les tremblements de terre qui, presque tous les ans, en automne, agitent la chaîne des Pyrénées. Les exemples de situations aussi hasardées ne sont, du reste, pas rares sur les montagnes granitiques qui entourent et dominent le lac d'Orédon : nous pourrions citer un gros bloc en forme de bottine qui se trouve au point culminant de l'étroite arête du Néouvieille, et dont

la situation au sommet d'un escarpement de près de 100^{m} de hauteur est au moins aussi aventurée que celle du marteau d'Estaragne (*fig.* 5).

Fig. 5.

Au Néouvieille comme à Estaragne, nous retrouvons de grandes arêtes saillantes sur le flanc Est, siège ordinaire des glaciers. Là encore, les faces du polyèdre primitif ont été profondément déprimées. Il n'est pas sans intérêt de rechercher les causes de ces dépressions, lits manifestes des glaciers disparus, et que creusent encore les restes de l'ancien glacier du Néouvieille.

Il suffit d'examiner les roches sur lesquelles les anciens glaciers ont glissé pour reconnaître qu'elles ont été arrondies et rongées par une action mécanique d'une grande puissance. Les stries profondes dont elles sont sillonnées dans le sens du mouvement du glacier montrent la puissance des burins qui les creusaient. Ces burins étaient probablement des blocs empêtrés dans la glace, dans lesquels le quartz dominait, et que le glacier entraînait dans son mouvement vers l'aval.

Rien ne résistait à cette puissante action mécanique ; la lime du glacier usait également et au même niveau les masses granitiques et leurs veines de quartz, ainsi que les fragments de roches plus dures qu'on rencontre souvent empâtés dans le granit.

Action dissolvante des eaux. — Mais cette action mécanique n'agissait pas seule ; l'action dissolvante de l'eau venait s'y ajouter.

Les effets de l'action dissolvante des eaux pures sur les roches et sur les maçonneries avaient depuis longtemps attiré notre attention, lorsque nous avons eu à construire le barrage du réservoir d'Orédon. Les eaux du lac d'Orédon provenant des pluies et des neiges qui tombent sur les montagnes granitiques voisines arrivent au lac après un parcours moyen d'environ 2^{km}. Elles sont à peu près pures ; leur pouvoir dissolvant est considérable. L'obligation de soustraire les maçonneries du barrage à leur contact, et surtout à leur pénétration, s'impo-

sait. Nous avons essayé d'y satisfaire en recouvrant le revêtement en béton du talus exposé aux eaux d'une chape en bitume saturé de goudron.

Si nous n'avions pas observé depuis longtemps les effets de l'action dissolvante des eaux sur les mortiers, les calcaires qui paraissent le plus résistants, tels que les marbres, et enfin sur les granits, nous aurions peut-être pris moins de souci des infiltrations qui se font jour à travers les maçonneries du barrage.

Mais nous ne pouvons oublier qu'à la prise d'eau du canal de la Neste, à Sarrancolin, nous avons vu, au pertuis qui règle l'introduction de l'eau dans le canal, les joints de la maçonnerie de pierre de taille vides de leur mortier jusqu'à une profondeur de plus de $0^m,15$. La chaux, qui était moyennement hydraulique, a été dissoute, et le sable, devenu libre, a été entraîné par les eaux.

La pierre de taille elle-même (c'est du marbre) a eu son épiderme enlevé. La dépression entre la surface primitive des pierres et leur surface actuelle est d'environ $0^m,003$. Cette dépression n'est pas uniforme. La pierre est striée de nervures saillantes qui ont mieux résisté à l'action dissolvante des eaux.

Ces effets se sont produits depuis l'année 1858, époque de la construction de la prise d'eau. Il n'y a pas eu, comme on pourrait le supposer, érosion par le contact des graviers entraînés par le courant. C'est dans un faible courant qu'ils se sont réalisés. Les érosions produites par le passage des graviers sont bien plus profondes et ont un tout autre caractère. Sous cette action, la surface des pierres de taille accuse des dépressions qui atteignent $0^m,06$ et $0^m,08$, ainsi qu'on peut le voir sur les pierres de taille qui forment le couronnement du barrage attenant au pertuis de prise d'eau. Les surfaces ont la forme conchoïde; elles sont lisses et sans nervures sensibles.

Les surfaces arrondies et la diminution progressive des galets granitiques qui tapissent le lit de la Neste n'ont pas d'autres causes que l'action dissolvante des eaux, et à un plus haut degré le frottement des graviers en mouvement pendant les crues périodiques de la rivière.

A l'action dissolvante seule sont dues les dépressions profondes que l'on remarque à la surface des roches calcaires les plus dures et des granits. Ces dépressions sont séparées par des nervures qui ont résisté. Cette action due seulement aux pluies, intermittentes de leur nature, n'agit que lentement; elle est plus vive sur les roches que la neige couvre une grande partie de l'année et sur celles qu'une couche de terre perméable et presque constamment humide soustrait à l'action desséchante de l'air. C'est ainsi que l'on rencontre souvent dans les terrains de transport issus des montagnes granitiques des blocs de granit qui, depuis l'époque glaciaire pendant laquelle ces dépôts se sont effectués, ont perdu entièrement les silicates solubles qui entrent dans la composition des granits.

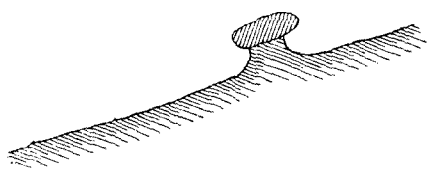
Ils ne présentent plus qu'une masse arénacée ayant conservé la forme exacte

du bloc solide primitif, mais qui n'a plus de consistance et tombe en poudre au moindre choc. Dans certains blocs moins exposés à l'action des eaux de pluies infiltrées dans le sol, la dissolution des sels solubles est moins avancée; elle commence toujours par la partie supérieure et les côtés du bloc plus directement exposés à la chute verticale des eaux; elle pénètre peu à peu à l'intérieur, et l'on rencontre souvent des blocs à moitié décomposés, tandis que leur partie inférieure est restée intacte.

Vestiges des glaciers disparus. — Sur les hautes montagnes granitiques que la neige couvre de neuf à dix mois par an, l'action dissolvante des eaux de pluie et de neige se fait également sentir, et nous en avons trouvé des témoins singuliers.

En parcourant les flancs escarpés des montagnes granitiques qui entourent le lac d'Orédon, nous avons rencontré à 2800^{m} environ d'altitude, sur le flanc Est du petit Néouvieille que la neige recouvrait encore en partie, des nodules de gneiss empâtés dans la masse granitique, mais moins riches qu'elle en sels solubles; ces nodules ont résisté à l'action dissolvante des neiges; ils sont saillants

Fig. 6.



sur la surface générale de la roche; mais certains d'entre eux, et le nombre en est considérable, sont portés au sommet d'un piédouche en granit, ce qui leur donne l'aspect de champignons (*fig.* 6). Il est à remarquer que la hauteur de ces champignons ne dépasse pas 0^{m},06 à 0^{m},07. A première vue, ils paraissent de même hauteur; on les croirait nés à la même époque.

Leur arrivée au jour est fort ancienne et remonte très probablement à l'époque reculée où les glaciers qui couvraient les flancs des Pyrénées et en limaient la surface venaient de disparaître. Leur existence, que les neiges annuelles de l'époque actuelle ne compromettent nullement, serait incompatible avec la marche lente, mais irrésistible d'un glacier. De la croissance incessante de ces champignons, mesurée pendant un grand nombre d'années à l'aide de mesures micrométriques appropriées, il ne serait peut-être pas impossible de calculer le temps qui s'est écoulé depuis la disparition du glacier qui couvrait le flanc Est du petit Néouvieille. Cette disparition est probablement contemporaine de la fin de la dernière époque glaciaire. Ce qui tend à établir cette lointaine origine, c'est qu'à côté des champignons la roche granitique est hérissée d'une multitude

d'arêtes formées de veines de quartz qui ont résisté à l'action dissolvante des eaux et dont la saillie sur la roche ambiante est, de même que pour les champignons, de $0^m,06$ à $0^m,07$.

Ces crêtes de quartz se retrouvent beaucoup plus bas sur des roches granitiques que les neiges annuelles ne couvrent que fort peu de temps.

Mais nous les avons surtout remarquées lorsque les travaux du réservoir d'Orédon nous ont permis d'abaisser le niveau habituel des eaux du lac et de faire apparaître au jour des roches granitiques qui étaient restées sous l'eau depuis l'époque reculée où les glaciers réunis d'Estaragne, du pic Long et du Néouvieille creusaient le lac d'Orédon et limaient les roches de son lit.

Là, les arêtes de quartz sont très marquées et leur relief nous a paru à très peu près égal au relief des arêtes similaires et des champignons que l'on rencontre sur le flanc Est du Néouvieille.

Les champignons rocheux et les arêtes quartzeuses paraissent donc dus à la même cause; et cette cause n'a commencé à produire de tels effets qu'après l'époque où les glaciers qui traversaient le lac d'Orédon ont cessé d'y tremper leur pied.

On pourrait supposer que l'eau provenant de la fonte des neiges qui couvrent les hautes cimes est pure; nous ne le croyons pas. Ces hauts sommets criblés de fulgurites sont le siège habituel des orages.

Les éléments de l'air combinés sous l'influence du passage répété du fluide électrique peuvent donner naissance à des acides qui, précipités dans la neige par la pluie, ajoutent à l'eau de neige un pouvoir dissolvant supérieur à celui de l'eau pure.

Accroissement des glaciers de 1812 *à* 1855. — Nous avons relaté comment une partie des neiges tombées pendant l'hiver de 1882-1883 avait persisté après l'été de 1883.

C'est ainsi que les névés et les glaciers peuvent s'accroître. L'inverse a lieu, les névés s'épuisent et les glaciers diminuent lorsque la fonte annuelle dépasse les apports de l'hiver.

M. de Charpentier, qui écrivait en 1841 ses observations sur les glaciers des Alpes, rapporte que de 1812 à 1817 les étés furent pluvieux et froids. Les hivers furent abondants en neige. Les glaciers se développèrent rapidement durant cette période, et atteignirent en 1818 un maximum tel que de mémoire d'homme on n'avait vu dans les Alpes le pareil.

En 1819, les glaciers restèrent stationnaires.

En 1820, certains, ceux du Miage et de Brenva, avancèrent encore.

En 1821, la diminution commença; elle fut rapide en 1822; elle se modéra jusqu'en 1826, époque à laquelle l'accroissement reprit jusqu'en 1830.

Les glaciers restèrent à peu près stationnaires jusqu'en 1833. Un petit accroissement, en 1834 et 1835, fut suivi d'une petite diminution en 1836 et 1837. Nouvel accroissement en 1839, suivi d'une diminution en 1840. A cette dernière époque, M. de Charpentier rapporte que le glacier du Gorner était plus grand qu'en 1818.

Cette dernière observation semble établir que de 1818, année pendant laquelle les glaciers des Alpes avaient atteint un développement inconnu de mémoire d'homme, à 1840, s'ils n'avaient pas progressé, les glaciers n'avaient pas diminué.

Cette situation ne paraît pas avoir notablement varié jusqu'en 1848, époque où, pour la première fois, nous avons remarqué certains glaciers des Pyrénées. La situation n'avait pas changé en 1850. Au 9 août de cette année, les versants Est et Nord du Néouvieille étaient couverts en partie par les glaciers et le reste par une épaisse couche de névé. Cette situation se prolongea jusqu'en 1855.

De 1840 à 1855, les principaux cours d'eau dont l'origine remonte jusqu'aux sommets des Pyrénées eurent leur étiage d'été sans variation notable avec les années antérieures à 1840.

En ce qui concerne la Neste, dans laquelle le lac d'Orédon verse ses eaux, et qui est l'un des affluents principaux de la Garonne, M. Montet avait constaté, à Sarrancolin, en 1839, vers les derniers jours du mois d'août, que le débit de cette rivière était de $14^{mc},40$ par seconde, et que ce débit, en été, ne descendait pas au-dessous de 10^{mc} par seconde. C'est sur ces données que fut basée l'importante opération de la distribution des eaux de la Neste.

Diminution des glaciers depuis 1855. — Cette abondance pendant la saison des basses eaux ne pouvait être due qu'à l'extension que les neiges dites *permanentes*, ou *névés*, avaient prise depuis la période de rapide accroissement des glaciers, commencée en 1812 et terminée en 1818, jusqu'à l'année 1856 où la disette des eaux a commencé.

Disette des eaux depuis 1856. — La disette des eaux depuis près de trente ans a été généralement remarquée; la diminution des glaciers et de l'étendue des névés a attiré l'attention de ceux qui s'intéressent aux choses des hautes montagnes.

Observations hydrométriques à Sarrancolin. — Avant 1854, les échelles hydrométriques étaient rares sur les rivières qui descendent du versant Nord des Pyrénées. Il n'y en avait aucune dans le voisinage immédiat de la chaine.

La nécessité d'établir à l'avance une corrélation entre les débits de la Neste, à Sarrancolin, et ceux du canal dérivé de cette rivière, lequel était alors en con-

struction, nous porta à installer au pont de Sarrancolin une échelle hydrométrique où le niveau de la Neste serait observé.

L'échelle fut installée en septembre 1854 ; les observations de la hauteur des eaux commencèrent le 1er octobre ; elles ont continué jusqu'à ce jour. Postérieurement à l'installation de l'échelle, de nombreuses expériences de jaugeage permirent d'établir une relation entre les débits de la rivière et les hauteurs d'eau constatées à l'échelle. Cette relation a été formulée en une courbe des débits au moyen de laquelle nous avons pu déterminer le débit par seconde de la Neste, depuis le plus bas étiage jusqu'aux plus grandes crues connues.

Nous avons ainsi pu établir les débits annuels de la Neste jusqu'à la fin de l'année 1885. Ces débits sont indiqués en millions de mètres cubes dans le Tableau ci-après, dans lequel on a supposé que l'année climatérique commence le 1er octobre et finit le 30 septembre suivant.

Années climatériques.	Débits en millions de mètres cubes.	Années climatériques.	Débits en millions de mètres cubes.	Années climatériques.	Débits en millions de mètres cubes.
1854-1855	1,113	1864-1865	744	1874-1875	775
1855-1856	997	1865-1866	572	1875-1876	607
1856-1857	737	1866-1867	683	1876-1877	826
1857-1858	428	1867-1868	762	1877-1878	631
1858-1859	683	1868-1869	777	1878-1879	997
1859-1860	721	1869-1870	436	1879-1880	722
1860-1861	563	1870-1871	596	1880-1881	658
1861-1862 (1)	509	1871-1872	635	1881-1882	449
1862-1863	734	1872-1873	774	1882-1883	720
1863-1864	544	1873-1874	592	1883-1884	403

Nous ne devons pas laisser ignorer que la Neste est une rivière à fond mobile, c'est-à-dire qu'une crue peut créer, sur un point du lit, un haut-fond qui persistera jusqu'à ce qu'une crue suivante le modifie ou le fasse disparaître. Ces variations dans la hauteur du fond sur lequel les eaux de la rivière s'écoulent ont pour conséquence inévitable de faire varier la hauteur des eaux pour un même débit.

On comprend dès lors que les indications de l'échelle hydrométrique, influencées par la hauteur variable du fond, ne soient pas toujours d'accord avec la courbe des débits établie sur une situation donnée du fond de la rivière.

Il est vrai qu'au pont de Sarrancolin où l'échelle hydrométrique de la Neste est placée, le lit de la rivière n'a présenté depuis trente ans que de faibles variations. Toutefois ces variations existent, et leur influence sur les débits inscrits au

(1) De 1862, époque de la mise en service du canal de la Neste, à 1884, les débits calculés au pont de Sarrancolin ont été augmentés des emprunts faits par le canal dont la prise d'eau est en amont du pont.

Tableau qui précède ne saurait être contestée. Cette influence est surtout sensible pendant les basses eaux ; elle s'amoindrit pendant les crues.

On peut estimer qu'elle n'altère pas le débit total annuel au delà de $\frac{1}{20}$, soit en plus, soit en moins, sur les débits inscrits au Tableau.

Cette part faite aux imperfections naturelles que comporte le jaugeage des rivières, on peut admettre que le Tableau précédent, s'il ne présente pas exactement les débits annuels de la Neste, à Sarrancolin, accuse néanmoins dans les débits d'une année à l'autre des différences telles qu'elles ne peuvent être attribuées qu'à des causes devant lesquelles les erreurs dans la mesure des débits sont négligeables.

C'est ici que l'importante variation climatérique, qui a pris naissance en 1856, trouve sa place comme cause principale de la disette des eaux et de la diminution des névés et des glaciers dans l'ouest de l'Europe, à partir de cette époque.

La diminution des débits de la Neste fut soudaine; elle se déclare dès l'année 1857. Le débit se relève en 1865, 1868, 1869 et 1875.

Le débit exceptionnel de 1875 eut pour cause principale la pluie torrentielle du 23 juin qui causa l'inondation mémorable dont les bassins de la Garonne et de l'Adour furent le théâtre, et qui dévasta, à Toulouse, le faubourg Saint-Cyprien. Nous avons indiqué dans un Mémoire inséré dans les *Annales des Ponts et Chaussées*, en 1878, la distribution de cette pluie sur le versant Nord des Pyrénées. C'était une pluie d'été; les montagnes étaient déjà dépouillées des neiges de l'hiver précédent. La pluie tomba principalement sur les premiers redans de la chaîne des Pyrénées. Les hautes cimes voisines de la crête qui sépare les versants Sud et Nord de la chaîne ne reçurent qu'une couche d'eau relativement faible.

Les débits exceptionnels des années 1865, 1868 et 1869 furent dus à une cause analogue; les neiges d'hiver ne présentèrent rien d'anormal; les hivers de 1865 et 1868 furent doux; les pluies commencèrent vers le 20 janvier. Celui de 1869 se prolongea jusqu'aux premiers jours d'avril, puis vinrent les pluies. Pendant ces trois années, les plus fortes pluies eurent lieu au printemps et en été. Ces pluies, loin d'augmenter les névés et les glaciers, ne pouvaient qu'accélérer leur fusion.

Observations pluviométriques à Bagnères-de-Bigorre. — Pendant les années comprises entre 1856 et 1885, durant lesquelles le débit de la Neste a éprouvé tant et de si importantes réductions, les quantités annuelles de pluie ont-elles été réduites dans le même rapport? Il serait bien utile de le savoir; malheureusement, les observations pluviométriques n'ont pris quelque extension dans les montagnes des Hautes-Pyrénées que depuis 1863 dans la plaine, et depuis 1881 au pic du Midi.

La difficulté de trouver des observateurs pour les pluviomètres établis sur les montagnes n'a pas permis de donner aux observations pluviométriques toute l'étendue désirable.

Les premières observations pluviométriques remontent au 1er juillet de l'année 1854; mais elles ne furent faites qu'au pied des montagnes, à Bagnères-de-Bigorre, où un pluviomètre fut installé par nos soins.

Un autre pluviomètre avait été établi en 1843, à Bagès-Béost, près Laruns, dans les Basses-Pyrénées, par M. Gaston Sacaze, à 670m d'altitude. Bagès-Béost occupe au pied de la chaîne des Pyrénées une position analogue à celle de Bagnères-de-Bigorre.

Les observations pluviométriques de M. Gaston Sacaze ont été publiées pour la première fois, en 1863, dans les *Actes de l'Académie de Bordeaux*, par M. le professeur Raulin. Elles s'étendent de 1843 à 1860. Les quantités annuelles de pluie recueillies à Bagès-Béost présentent une analogie remarquable avec celles de Bagnères-de-Bigorre entre 1854 et 1860. Elles sont avec ces dernières à très peu près dans le rapport de 1 à 1,40. Il est donc possible d'établir par analogie les quantités annuelles de pluie qui auraient été recueillies à Bagnères-de-Bigorre de 1843 à 1854, si un pluviomètre eût existé à cette dernière station dès l'année 1843; il suffit pour cela de multiplier les quantités annuelles notées à Bagès-Béost par le coefficient constant 1,40. Nous avons pu ainsi dresser le Tableau suivant qui donne les quantités annuelles de pluie pour la station de Bagnères-de-Bigorre de 1843 à 1885:

Années.	Pluie.	Années.	Pluie.	Années.	Pluie.	Années.	Pluie.	Années.	Pluie.	Années.	Pluie.
	m		m		m		m		m		m
1843-44	1,22	1850-51	0,95	1857-58	1,09	1864-65	1,61	1871-72	0,59	1878-79	2,00
1844-45	1,67	1851-52	0,85	1858-59	1,41	1865-66	1,31	1872-73	0,62	1879-80	1,19
1845-46	1,23	1852-53	0,77	1859-60	1,55	1866-67	1,40	1873-74	0,63	1880-81	1,08
1846-47	0,72	1853-54	0,82	1860-61	1,32	1867-68	1,27	1874-75	1,34	1881-82	0,93
1847-48	1,01	1854-55	1,78	1861-62	1,24	1868-69	1,51	1875-76	1,28	1882-83	1,59
1848-49	0,88	1855-56	1,52	1862-63	1,36	1869-70	0,73	1876-77	1,37	1883-84	1,09
1849-50	1,30	1856-57	1,22	1863-64	1,12	1870-71	0,56	1877-78	1,22	1884-85	1,47

Les quantités de pluie portées dans ce Tableau sont celles qui ont été mesurées après chaque pluie du 1er octobre de chaque année au 30 septembre de l'année suivante; elles correspondent à ce que nous appellerons l'*année climatérique*.

Laissant de côté les indications relatives aux années comprises entre 1843 et 1854, et qui ne sont qu'approximatives, on peut tirer du Tableau qui précède d'utiles renseignements.

On y voit facilement que la moyenne des pluies annuelles de 1854-1855 à 1859-1860 est, pour six ans, de 1m,430;

Que de 1860-1861 à 1868-1869, pour neuf ans, la moyenne est de 1m,350;

Que de 1869-1870 à 1873-1874, pour cinq ans, la moyenne est de $0^m,622$;

Et qu'enfin de 1874-1875 à 1884-1885, pour onze ans, la moyenne est de $1^m,33$.

Les deux premières et la dernière de ces moyennes indiquent que, de 1854 à 1884, les quantités de pluie qui sont tombées annuellement en un même point situé au pied des Pyrénées ont subi une diminution lente, mais incessante. La moyenne paraît avoir, depuis l'année 1878, une tendance à se relever; mais cette tendance n'est pas régulière. Elle se manifeste à travers des écarts annuels considérables. Un trouble singulier agite depuis quelques années le climat du sud-ouest de la France.

Années sèches de 1870 *à* 1874. — Mais ce qu'il faut surtout remarquer, c'est que, dans la période de trente ans que nous examinons, il s'est rencontré cinq années consécutives de grande disette de pluie qui ont commencé en 1870, et pendant lesquelles la moyenne annuelle est tombée au chiffre non observé jusqu'à présent de $0^m,622$. Cette moyenne, comparée à la moyenne des vingt-cinq autres années comprises dans la période de trente ans, qui est de $1^m,36$, fait ressortir une diminution subite de 54,26 pour 100.

Parallèle entre les observations hydrométriques de Sarrancolin et les observations pluviométriques de Bagnères-de-Bigorre. — Bien que la station de Bagnères-de-Bigorre ne puisse être considérée comme caractéristique du bassin de la Neste, en amont de Sarrancolin, il y a entre cette station, située au pied de la chaîne des hautes montagnes, et le bassin voisin de si étroites relations et une telle similitude climatérique qu'il n'est pas sans intérêt de comparer les quantités de pluies notées à Bagnères-de-Bigorre aux débits de la Neste à Sarrancolin. Ce parallèle fait l'objet du Tableau suivant, dont la rédaction demande quelques explications.

Années.	Pluies totales	Pluies d'été.	Pluies d'hiver	Pluies fortes d'été.	Différences des colonnes 3-5	Tiers des différences des colonnes 3-5	Pluies totales allant à la rivière 4-5-7.	Neste. Débits présumés d'après les pluies constatées à Bagnères.	Neste. Débits réels à Sarrancolin.	Rapports des débits réels aux débits présumés.
1	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	9	(10)	(11)
1854-55...	1,877	1,033	0,844	0,471	0,562	0,187	1,502	910	1,113	1,22
55-56...	1,381	1,062	0,319	0,679	0,683	0,227	1,215	736	997	1,36
56-57...	1,354	0,820	0,534	0,357	0,463	0,154	1,045	633	737	1,16
57-58...	0,998	0,706	0,292	0,095	0,611	0,204	0,591	358	428	1,20
58-59...	1,416	0,798	0,618	0,065	0,733	0,244	0,927	562	683	1,21
59-60...	1,574	0,879	0,695	0,143	0,736	0,245	1,083	654	721	1,10
60-61...	1,219	0,523	0,696	0,050	0,473	0,157	0,903	547	563	1,01
61-62...	1,278	0,758	0,520	0,118	0,640	0,213	0,871	528	509	0,93
62-63...	1,303	0,725	0,578	0,046	0,679	0,226	0,850	515	734	1,40
63-64...	1,246	0,537	0,709	0,089	0,448	0,149	0,937	568	544	0,94
64-65...	1,819	0,759	1,060	0,187	0,572	0,191	1,438	871	744	0,65(1)
65-66...	1,168	0,802	0,366	»	0,802	0,267	0,633	384	572	1,51
66-67...	1,462	1,025	0,437	0,110	0,915	0,305	0,852	516	683	1,31
67-68...	1,344	0,749	0,595	0,110	0,639	0,213	0,918	556	762	1,37
68-69...	1,389	0,739	0,650	0,100	0,639	0,213	0,963	583	777	1,34
69-70...	0,717	0,394	0,323	»	0,394	0,131	0,454	275	436	1,59
70-71...	0,558	0,365	0,193	»	0,365	0,122	0,315	191	596	3,12
71-72...	0,587	0,381	0,206	0,169	0,219	0,073	0,448	271	635	2,35
72-73...	0,586	0,223	0,363	»	0,223	0,074	0,437	265	774	2,95
73-74...	0,722	0,407	0,315	»	0,407	0,136	0,451	273	592	2,18
74-75...	1,495	1,191	0,304	0,490	0,701	0,234	0,935	566	775	1,37
75-76...	1,114	0,755	0,359	0,105	0,650	0,217	0,671	406	607	1,50
76-77...	1,350	0,763	0,587	0,097	0,666	0,222	0,906	549	826	1,51
77-78...	1,241	0,613	0,628	»	0,613	0,204	0,832	504	631	1,25
78-79...	2,011	0,917	1,094	0,121	0,796	0,265	1,480	897	997	1,11(2)
79-80...	1,171	0,925	0,246	0,125	0,800	0,267	0,638	387	722	1,91
80-81...	1,068	0,668	0,400	0,105	0,563	0,254	0,759	460	658	1,43
81-82...	0,966	0,696	0,270	0,147	0,549	0,183	0,600	364	449	1,24
82-83...	1,451	0,680	0,771	0,095	0,585	0,195	1,061	643	720	1,12
83-84...	1,080	0,719	0,361	0,094	0,615	0,205	0,666	404	403	1,00
30 ans....	36,945	21,612	15,333	4,168	17,444	5,815	25,313	15,372	20,388	
Moyennes.	1,231	0,752	0,511	0,139	0,581	0,193	0,843	0,512	0,679	

La colonne 1 indique les années. L'année commence le 1er novembre et se termine le 31 octobre suivant. Cette division de l'année est motivée par la durée de ce que nous avons désigné sous le nom de *pluies d'hiver* et de *pluies d'été*. Cette durée varie avec l'altitude de la région.

Dans le bassin élevé du lac d'Orédon, la période moyenne des pluies d'été s'étend du 20 mai au 20 octobre. Dans la région moyenne plus basse du bassin de

(1) Les neiges abondantes de l'hiver de 1864-1865 n'ont achevé de fondre qu'en 1866.

(2) Les neiges abondantes de l'hiver de 1878-1879 se sont reportées en partie sur 1880 et n'ont achevé de fondre qu'en 1881.

la Neste, en amont de Sarrancolin, on peut admettre que la période des pluies d'été commence le 1er avril et ne finit que le 31 octobre; car, du 1er novembre au 31 mars, l'étiage de la Neste, à Sarrancolin, est au plus bas et n'a, en général, que de faibles variations.

La colonne 2 renferme les quantités de pluie notées à Bagnères-de-Bigorre et se rapportant à chaque année commençant le 1er novembre et se terminant le 31 octobre suivant.

La colonne 3 est celle des pluies d'été. Nous avons insisté plus haut sur la différence essentielle qu'il faut faire entre les pluies d'été et les neiges d'hiver au point de vue de l'alimentation des rivières. On sait donc que, si les neiges et les pluies hivernales portent leur tribut presque entier aux rivières, les pluies ordinaires d'été ne leur portent rien. Ce n'est guère que lorsque les pluies d'été donnent beaucoup d'eau en peu de temps, et que le sol n'est pas trop sec, qu'elles influencent le niveau des rivières. La crue est d'autant plus forte et les pertes par absorption et par évaporation d'autant plus faibles qu'une pluie intense succède de plus près à une pluie ordinaire qui aura saturé le sol.

C'est ainsi qu'en 1875 les pluies des 21 et 22 juin, qui avaient donné $0^m,07$ d'eau et saturé le sol, furent suivies, le 23, d'une pluie extraordinaire qui, en cinq heures environ, donna $0^m,17$ d'eau et causa la crue restée célèbre dans le sud-ouest de la France.

La colonne 4 donne les pluies d'hiver. Les nombres qu'elle renferme sont les différences des nombres correspondants des colonnes 2 et 3.

Il faut ajouter aux pluies d'hiver, c'est-à-dire à celles qui alimentent réellement la Neste, les fortes pluies d'été dont le tribut, apporté aux rivières, s'est manifesté par des crues notables sur l'état moyen des eaux au moment où elles se produisaient. Ces crues, en général très rapides, sont faciles à distinguer sur les courbes annuelles des crues de la Neste.

Les fortes pluies d'été sont indiquées dans la colonne 5.

La colonne 6 donne les différences entre les chiffres des colonnes 3 et 5. Ces différences sont les pluies ordinaires d'été. Le premier tiers environ de ces pluies est entraîné à la rivière avec la neige qu'elles aident à fondre. Les deux autres tiers sont renvoyés dans l'atmosphère par l'évaporation.

La colonne 7 donne le tiers des différences de la colonne 6; c'est ce tiers qui est entraîné à la rivière avec la neige que les pluies du printemps ont fondue.

La colonne 8 donne la somme des pluies qui portent leur tribut à la rivière. Cette somme est celle des nombres des colonnes 4, 5 et 7.

Les quantités de pluie de la colonne 8, appliquées à une superficie de 60600 hectares, qui est celle du bassin de la Neste en amont de Sarrancolin, donnent les volumes d'eau que cette rivière aurait débités à Sarrancolin, si les quantités de pluie de la colonne 8 étaient réellement arrivées à la rivière. Ces volumes sont

inscrits en millions de mètres cubes à la colonne 9, sous le nom de *débits présumés*.

La colonne 10 donne en millions de mètres cubes les volumes réels débités par la Neste. Ces volumes sont calculés d'après les relevés journaliers de l'échelle hydrométrique du pont de Sarrancolin.

La colonne 11 donne les rapports des débits réels aux débits présumés.

Nous avons déjà fait connaître que les débits réels ne sont qu'approximatifs et dans quelle mesure on peut compter sur leur exactitude. Nous les considérerons néanmoins comme débits réels.

On sait aussi que la distinction que nous avons faite entre les pluies d'hiver et les pluies d'été au point de vue du tribut qu'elles portent à la Neste, bien que basée sur trente années de patientes observations, ne peut conduire qu'à une approximation; il n'est pas rare de voir, en effet, les neiges arriver avant le 1er novembre et tomber encore le 1er avril et inversement.

C'est à ces erreurs de débit et d'appréciation entre les pluies d'hiver et d'été qu'il faut, en partie, attribuer les variations des rapports de la colonne 11 du Tableau. Le défaut de proportion entre les quantités de pluie tombées dans le bassin de la Neste et les indications pluviométriques de la station de Bagnères doit aussi entrer pour partie dans les variations de ces rapports.

Ces réserves faites, nous allons examiner les résultats du Tableau.

Le Tableau résume les observations hydrométriques et pluviométriques des trente années consécutives écoulées de 1854 à 1884.

Nous avons déjà fait remarquer la diminution des débits de la Neste à Sarrancolin, à partir de l'année 1855. Les observations pluviométriques faites à Bagnères-de-Bigorre nous ont également révélé une diminution des quantités annuelles de pluie recueillies dans cette station placée au pied des grandes montagnes. Les termes de ces deux séries d'observations descendent presque parallèlement.

Les colonnes 10 et 9 du Tableau montrent avec évidence un fait que nous connaissons depuis longtemps, c'est que la quantité de pluie reçue par les hautes régions de la vallée de la Neste est notablement supérieure à celle qui tombe à Bagnères. Le rapport des quantités de ces pluies qui se rendent à la rivière est obtenu en divisant les nombres de la colonne 10 par les nombres correspondants de la colonne 9. Ces rapports sont inscrits dans la colonne 11.

On voit que ces rapports varient peu de 1855 à 1864, et s'écartent peu de leur moyenne 1,164.

Dans les cinq années qui suivent, de 1865 à 1869, les rapports s'élèvent tout à coup. Leur moyenne atteint 1,486.

Pendant les cinq années suivantes, de 1870 à 1874, les rapports atteignent des proportions extraordinaires. Leur moyenne est de 2,820.

Ces rapports retombent brusquement à partir de 1875, et leur moyenne de dix ans, jusqu'en 1884, revient à 1,43.

Hivers tièdes depuis 1856. — Pendant que les remarquables variations que nous venons d'examiner se produisaient, un changement non moins remarquable s'accomplissait : aux hivers rudes qui avaient précédé l'année 1855 succédait, à partir de 1856, une série d'hivers tièdes qui s'est prolongée, sauf de rares exceptions, jusqu'en 1885. Le climat fut tout à coup transformé.

Dans bien des endroits où la neige tombait en abondance en hiver et séjournait sept à huit jours sur le sol glacé, on ne l'a plus vue qu'à de rares époques en couches minces, et encore disparaissait-elle au bout de deux ou trois jours.

La conséquence directe de cette observation est que la température moyenne de l'hiver s'est adoucie. On peut en conclure également que l'altitude à laquelle la neige persistait, il y a trente ans, en hiver, était moindre que dans ces dernières années, et que l'étendue de la superficie des montagnes sur laquelle la neige se conservait jusqu'au printemps était plus grande il y a trente ans qu'aujourd'hui

Les montagnards disent que la neige appelle la neige; ce dicton nous semble basé sur une observation vraie, en ce que, si, à l'entrée de l'automne, la neige apparaît sur les hautes cimes et y persiste pendant quelques jours, elle est l'indice certain d'une basse température à ces hauteurs. Et, comme sa présence s'oppose à l'accroissement de la température de l'air, il en résulte que, s'il vient à pleuvoir, il arrivera souvent que l'air, chargé de vapeurs, refroidi en s'élevant sur les flancs neigeux de la montagne, donnera de la neige au lieu d'eau.

La situation inverse doit naturellement se réaliser si la montagne, libre de neige, présente ses flancs, doués d'une température relativement élevée, à un courant chargé de vapeurs. Les vapeurs se résoudront à mesure que le courant s'élèvera, mais la montagne ne recevra que de la pluie : tel est, en effet, le caractère des pluies d'été.

Pendant près de trente ans, les hautes montagnes ont reçu moins de neige qu'elles n'en ont perdu. La fonte des neiges permanentes fit peu de progrès de 1856 à 1864; mais, à partir de 1864, de grandes plaques de vieux névés disparaissaient et les glaciers étaient attaqués. La dénudation des montagnes fit de rapides progrès de 1864 à 1870. L'œuvre de la dénudation n'a pas cessé depuis 1870 jusqu'en 1882. A cette dernière époque, les névés isolés avaient presque complètement disparu. Les glaciers restaient presque seuls, mais déjà bien diminués. Ils ont continué à se réduire en 1883. Ils sont stationnaires depuis cette époque. Quelques plaques de névés ont même reparu à la fin de l'hiver de 1882-1883; mais elles se tiennent à 2700^{m} environ d'altitude.

La modification du climat que nous avons constatée aux Pyrénées fut

également constatée dans tout l'ouest de l'Europe. Aux hivers rudes antérieurs à 1856 succéda une longue série d'hivers tièdes. En Suisse, les glaciers et les névés subirent des atteintes profondes; leur diminution et la dénudation des montagnes, encore couvertes de névés il y a vingt ans, ont été constatées.

Pendant que cette série d'hivers tièdes se développait, il ne semble pas que la température moyenne annuelle, pour un même lieu, ait sensiblement varié. Il faut en conclure que, si les hivers ont été moins froids, les étés ont été moins chauds. Les mêmes températures extrêmes que l'on observait avant 1856 ont pu se réaliser; mais, dans l'une comme dans l'autre saison, la tendance vers une moyenne tempérée s'est accusée.

Les habitants du midi de la France dont les souvenirs remontent à soixante ans n'ont pas oublié que, de 1820 à 1840, on prenait les habits d'été à Pâques, pour ne les quitter qu'à la fin de septembre. Ces vêtements étaient plus légers que ceux que l'on porte de nos jours en cette saison. La température moyenne de l'été était-elle plus élevée? Les observations régulières du thermomètre, qui seules pourraient nous permettre de résoudre la question, nous font défaut. Sommes-nous devenus plus sensibles aux variations de la température et surtout aux basses températures de l'été? Il se peut qu'il en soit ainsi, mais c'est là un ordre de phénomènes dont l'appréciation appartient plus particulièrement à la Science médicale. C'est à cette Science qu'il appartient de reconnaître si ces changements s'appliquent à l'ensemble ou seulement à une partie de la population.

La période de dénudation des flancs neigeux des montagnes, à laquelle nous assistons depuis trente ans, ne doit-elle pas avoir de terme? Il semble évident que, si aucune influence étrangère ne vient se mêler à l'ordre de choses existant, les causes actuelles continueront à produire les mêmes effets, c'est-à-dire que les névés continueront à disparaître et les glaciers à diminuer.

Il existe cependant dans l'ordre naturel des choses une cause dont les effets sont sans doute lointains encore, mais dont l'arrivée paraît certaine : c'est l'extension progressive de la calotte de glace qui couvre le pôle boréal.

Nous reviendrons plus loin sur cette importante évolution.

Suite du parallèle. Fonte des anciens névés et des glaciers. — Revenant sur nos propres observations sur l'hydrologie du bassin de la Neste, nous ferons remarquer que, pendant la période de dénudation des hautes montagnes, les débits annuels réels constatés à Sarrancolin comprennent l'augmentation du volume d'eau correspondant à celui de la glace et des névés qui fondaient chaque année.

Cette augmentation est assez difficile à saisir de 1854-1855 à 1864-1865. Pendant cette période de onze années, les quantités totales des pluies annuelles diminuent insensiblement : la moyenne des six années 1854-1855 à 1859-1860 est de $1^{m},43$.

Pour les cinq années suivantes, de 1860-1861 à 1864-1865, la moyenne est de $1^m,31$; de 1865-1866 à 1868-1869, la moyenne des quatre années est de $1^m,34$.

Pendant les deux premières de ces trois périodes, les névés fondent, mais la dénudation fait peu de progrès; les pluies d'été tombant sur la neige portent encore un important tribut à la rivière. Le rapport des débits réels aux débits présumés s'écarte peu de la moyenne des onze années, qui est de 1,10. Le supplément de débit fourni par la fonte des névés passe inaperçu.

Pendant la troisième période de 1865-1866 à 1868-1869, la dénudation fait de rapides progrès et, bien que la moyenne, $1^m,34$, des pluies totales de ces quatre années ne soit supérieure que d'une quantité insignifiante, $0^m,03$, à la moyenne, $1^m,31$, des pluies totales des cinq années précédentes, le rapport des débits réels aux débits présumés monte de la moyenne 0,99 à la moyenne 1,38, d'où il résulte une augmentation de 0,39.

L'augmentation de ce rapport est d'autant plus à remarquer que la moyenne des pluies d'hiver, de 1860-1861 à 1864-1865, descend pendant les quatre années suivantes de 1865-1866 à 1868-1869 de $0^m,71$ à $0^m,51$; d'où il résulte une diminution de $0^m,20$.

Une cause étrangère a donc présidé à l'augmentation relative des débits réels sur les débits présumés. Cette augmentation ne peut provenir que de la fonte des anciens névés et des glaciers.

Action modératrice des glaciers sur la distribution des eaux de pluie. — Si l'on considère les débits présumés calculés d'après les pluies totales dont le tribut descend à la rivière, on constate que :

1° De 1854-1855 à 1859-1860, le débit moyen des six années est, en millions de mètres cubes, de 642;

2° De 1860-1861 à 1864-1865, le débit moyen des cinq années est de 606;

3° De 1865-1866 à 1868-1869, le débit moyen des quatre années est de 582.

La diminution résultant de ces chiffres est constante et bien marquée d'une période à la suivante.

Les débits réels moyens correspondant aux trois mêmes périodes sont, en millions de mètres cubes,

1° De 1854-1855 à 1859-1860, de	779
2° De 1860-1861 à 1864-1865, de	619
3° De 1865-1866 à 1868-1869, de	698

La comparaison de ces trois derniers chiffres avec les trois précédents montre que la diminution des débits réels est à peu près parallèle à celle des débits présumés pendant la durée des deux premières périodes, mais que ce parallélisme s'arrête brusquement dès le commencement de la troisième. Durant cette der-

nière période, les débits réels se rapprochent de la moyenne de la première. C'est là une grave anomalie.

Malgré les erreurs de mesure et les erreurs de nos appréciations sur l'influence des pluies d'été, influence que nous avons supposée constante dans la rédaction du Tableau, mais qui est variable; malgré ces erreurs dont l'influence sur les chiffres du Tableau n'est pas considérable, il semble évident que l'anomalie que nous venons de constater serait inexplicable, si l'on ne savait pas que c'est principalement à partir de 1854 que les hauts névés, déjà attaqués pendant les années précédentes, ont commencé à disparaître et à porter à la rivière un plus large tribut.

A partir de l'année 1869, et pendant cinq ans, jusques et y compris l'année 1874, l'anomalie prend un caractère d'autant plus remarquable que les débits annuels réels de la Neste se soutiennent en moyenne à 656 millions, tandis que les débits présumés, basés sur les pluies, qui, on le sait, subissent une dépression de 54 pour 100 sur la moyenne des pluies, tombent à la moyenne de 255 millions. Ici l'évidence d'un apport étranger aux pluies annuelles s'impose. Ce sont les glaciers qui s'amoindrissent et les hauts névés qui disparaissent avec une surprenante rapidité.

Pendant la période quinquennale qui suit, l'anomalie tend à disparaître. En effet, de 1874-1875 à 1878-1879, tandis que les débits réels ne montent que de la moyenne 656 millions à la moyenne 771 millions, les débits présumés s'élèvent de la moyenne 225 millions à la moyenne 584 milions.

A la fin de cette période, les glaciers étaient très voisins de l'état dans lequel ils se trouvent en 1885, et des grandes plaques d'anciens névés il ne restait que quelques restes épars.

Pendant la sixième et dernière période de cinq ans, la moyenne annuelle des débits présumés d'après les pluies est de 463 millions, tandis que la moyenne des débits réels se soutient à 590 millions.

Les glaciers sont restés stationnaires, les grandes plaques de névés ont eu une tendance à reparaître de 1879 à 1880, et principalement de 1883 à 1884, mais il n'en restait que de faibles traces en septembre 1885.

La remarquable évolution dont nous venons de rendre compte, et qui a eu pour effet de maintenir le débit annuel de la Neste à un chiffre élevé pendant les cinq années sèches de 1870 à 1874, en versant principalement sur ces années le produit des neiges approvisionnées sur les montagnes antérieurement à l'année 1856, n'est pas un fait isolé. Elle prouve une fois de plus que les hautes montagnes et leurs glaciers sont des réservoirs naturels qui exercent une action modératrice dans la distribution des eaux de pluie.

DEUXIÈME PARTIE.

LES GLACIERS.

CHAPITRE III.

FORMATION DES GLACIERS.

Formation des névés. — Tout glacier a pour origine un névé. Si nous mettons au même rang les glaciers proprement dits et les névés, c'est que, au point de vue de l'alimentation des rivières en temps d'étiage, leurs effets sont les mêmes.

Dans les névés, qui, au premier aspect, ont l'apparence de la neige, la neige a perdu sa forme cristalline. A la suite de fusions partielles successives, les cristaux de la neige primitive se sont agglomérés par l'effet du regel et présentent l'aspect de fragments de glace de formes très variées, mais sans rapport de l'une à l'autre. Ces fragments n'ont de commun que leur faible dimension.

Si, après une chute de neige, la température reste au-dessous de zéro, la neige reste pulvérulente et sans cohésion. Si, dans ces circonstances, un vent violent survient, il soulèvera la neige déposée sur les versants exposés au vent et la transportera en tourbillonnant sur les versants abrités. Ce sont là les tourmentes de neige si communes sur les hautes montagnes et si redoutées par ceux qui, dans la mauvaise saison, traversent les cimes neigeuses.

Dans ces tourmentes, les versants exposés au vent sont dénudés, leurs anfractuosités sont comblées par la neige et rasées au niveau du sol environnant. La neige déposée sur les versants abrités contre les vents régnants s'y accumule et forme des dépôts souvent très étendus et très profonds. Ce sont ces dépôts successifs, auxquels s'ajoute naturellement la neige tombée directement des nuages, qui se transforment en névés et quelquefois en glaciers.

Avalanches volantes. — Tant que le froid persiste, la neige récemment déposée reste pulvérulente, sans cohésion; la pente du dépôt près des cimes augmente

avec l'accumulation, et un moment arrive où la pente est telle que la partie supérieure du dépôt glisse sur la partie inférieure et se précipite au fond des vallées. Ce sont les *avalanches volantes*.

Les avalanches volantes se produisent au cœur de l'hiver et par les plus grands froids; elles ont rarement un grand volume, mais elles sont redoutées des montagnards, que rien ne prévient de leur chute soudaine.

Proportion de l'eau dans les névés. — Lorsque, vers la fin de l'hiver, la température s'adoucit, et même lorsque, par de très basses températures, mais sous un brillant soleil, la neige commence à fondre, c'est une fusion superficielle. L'eau de fusion pénètre dans la masse; elle rencontre d'abord les cristaux de neige dont la température est plus basse que la sienne, qui est très voisine de zéro, les fond en partie dans les couches supérieures en leur donnant sa chaleur; puis, descendant encore, finit par s'écouler au bas de la masse neigeuse.

Dans cette fusion partielle de la neige, les cristaux deviennent des grumeaux aux formes variées et la masse neigeuse se change en névé aggloméré : c'est une masse assez dure, cohérente et très poreuse.

Un cube de $0^{m},20$ de côté taillé dans une masse de névé aggloméré par le regel, prise au déversoir du réservoir d'Orédon le 5 juillet 1879, et cubant $0^{mc},008$, a donné un poids de $4^{kg},800$. Le cube renfermait en eau glacée 0,60 de son volume apparent; il y avait donc 40 pour 100 de vides.

Fonte des névés. — Si la température extérieure s'élève, la fusion superficielle augmente; l'eau de fusion continue à pénétrer à travers les vides du névé. Les grumeaux diminuent de volume; les vides qui les séparent augmentent; un tassement se produit; les grumeaux arrivent à des contacts plus intimes et sont soudés par le regel. Mais, pendant cette période de la fusion superficielle, deux effets peuvent se produire : si la fusion est rapide, l'eau abondante passe rapidement à travers le névé et, loin d'augmenter sa cohésion, elle la détruit. Elle fond les cloisonnements solides qui s'établissent toujours lorsque des grumeaux de glace sont en contact.

Avalanches de fond. — Le névé imprégné d'eau peut ainsi fondre sur place si la pente du sol sur lequel il repose est nulle ou faible; mais, si elle est forte, un moment pourra arriver où la masse, dont la cohésion aura été peu à peu diminuée, glissera sur le sol et se précipitera tout entière au fond des vallées. C'est là l'*avalanche de fond* qui arrache du sol des blocs de rocher, qui déracine ou coupe les arbres, et à laquelle rien ne résiste.

C'est lorsque viennent les premières chaleurs du printemps qu'en effet les avalanches de fond se produisent.

Formation des glaciers. — Si le névé accumulé par une longue série d'hivers neigeux atteint une grande profondeur, ce qui sera surtout favorisé par l'altitude, par une température habituellement basse et par une pente relativement faible du sol sous-jacent, la fusion superficielle de la neige pendant les premiers jours du printemps, et surtout pendant les chaleurs de l'été, continuera à se produire. L'eau de fusion pénétrera dans la masse du névé restée dans ses profondeurs au-dessous de zéro et s'en échappera après avoir produit les effets de tassement suivis de regel décrits dans la fonte des névés. Les vides nombreux du névé se réduiront peu à peu par l'effet du tassement. L'air de ces vides pourra ne pas être partout chassé par l'eau et restera emprisonné sous forme de globules. La partie inférieure du névé, pressée sous l'énorme charge des couches accumulées sur elle, se comprimera et sera alors transformée en un immense bloc de glace parsemée de globules d'air et fissurée dans tous les sens par d'innombrables et imperceptibles fissures qui rappellent à l'esprit le névé granuleux auquel elle doit son origine. C'est dans de telles circonstances que naissent les glaciers, et tel est, en effet, l'aspect de la glace qui se forme dans leur sein; ainsi constitué, le glacier est un immense filtre.

Température à l'intérieur des glaciers. — Lorsque la neige tombe par un temps très froid, la température de l'air étant au-dessous de zéro, la neige qui traverse l'atmosphère lui emprunte sa température et arrive au sol sèche et à l'état pulvérulent. Si la température de l'air est à zéro ou légèrement supérieure, la neige arrive en flocons; on dit : *la neige est grasse;* sa température est zéro. Un commencement de fusion se fait à la surface des cristaux; et si, dans cet état, deux cristaux se rencontrent dans leur chute, le regel les unit et le flocon se forme. Ce n'est pas encore le grain de névé, c'en est l'embryon presque à l'état moléculaire. On peut remarquer que, dans les chutes de neige, l'état pulvérulent est assez rare. On est donc porté à supposer que, dans les épaisses couches de neige qui s'entassent sur les montagnes, la plus grande partie tombée à l'état de flocons, c'est-à-dire à la température zéro, conserve cette température dans ses couches profondes, et que, si le mélange en faible proportion de la neige pulvérulente, dont la température est au-dessous de zéro, peut influencer la température de la masse entière en la diminuant, cette température restera néanmoins très voisine de zéro : c'est ce que l'expérience confirme.

Causes de l'abaissement de la température à l'intérieur des glaciers. — C'est bien ainsi que les choses se passent pour les névés qui n'ont pas une grande profondeur; mais lorsque la profondeur est considérable, et que, sous l'action successive des tassements, les contacts des grumeaux de névé se seront assez multipliés pour que la masse granuleuse offre l'aspect d'un bloc de glace compact,

une nouvelle cause d'abaissement de la température de la masse glacée se produira.

C'est, on le sait, dans les couches inférieures du glacier que la masse granuleuse arrive à son maximum de densité : ce sont, en effet, ces couches qui, supportant le poids entier du glacier, sont soumises aux plus fortes pressions.

Or l'expérience démontre que la glace soumise à une forte pression se liquéfie en empruntant à la glace restante la chaleur nécessaire pour passer à l'état liquide. Dans cet état, la température du mélange d'eau et de glace est donc nécessairement au-dessous de zéro. Un savant physicien, M. Helmholtz, a trouvé par expérience que l'abaissement de la température est de $0^{\circ},0075$ C., pour 1^{atm} de pression.

Lit glacé des glaciers. — Il résulte de ces données expérimentales que, dans les couches inférieures des glaciers, et notamment aux appuis du glacier sur son lit de roches, la température de la glace doit être au-dessous de zéro. L'eau qui sort de la glace, comme d'un filtre où elle serait pressée sous une forte colonne d'eau, possède la même température que la glace; soustraite à la pression à laquelle elle doit son état liquide, elle ne tarde pas à se congeler de nouveau en tombant, soit sur la glace, ainsi que l'a observé M. Garnier, soit sur le sol. Le sol sur lequel le glacier repose, en contact incessant avec une masse au-dessous de zéro, doit lui-même être gelé jusqu'à une certaine profondeur : d'où l'adhérence marquée du glacier aux roches de son lit.

Chaleur centrale. Frottement des glaciers sur leur lit. — De ces faits découlent deux conséquences remarquables : la première, que la chaleur centrale du globe, neutralisée par une action extérieure permanente et prépondérante, est sans effet direct sur la fonte des glaciers ; la seconde, que le frottement d'un glacier sur son lit ne peut avoir sur la fusion de la glace qu'une action en quelque sorte virtuelle, c'est-à-dire sans effet apparent ; car le glacier repose sur ses appuis par une couche de glace, dont la température, en raison de la pression, reste toujours inférieure à zéro. L'eau qui peut, sous l'action du frottement, s'en dégager, possède la même température que la glace et, à peine libre, elle se congèle ; l'effet utile du frottement sur la fonte du glacier est donc nul.

Analyse de l'action de l'eau. — Nous avons reconnu plus haut qu'un glacier est un immense filtre ; il faut reconnaître maintenant que c'est un filtre dont la substance jouit de la propriété de se dissoudre dans le liquide auquel il donne passage. C'est donc une masse poreuse qui diminue par des pertes incessantes, et qui se réduirait bientôt à néant, si les neiges de chaque hiver ne venaient périodiquement s'amonceler dans sa partie supérieure.

Supposons que, sous la chaleur de l'été, une fonte superficielle rapide s'opère, ou qu'une pluie survienne : l'eau pénétrera d'abord les couches supérieures du névé et de la glace sous-jacente, les imbibera en les fondant en partie et amoindrira, en diminuant les contacts, la cohésion qui lie les grumeaux dont la glace, ainsi que le névé, est composée. L'action de l'eau continuant, elle se poursuivra dans les profondeurs de la glace, mais elle ira nécessairement en diminuant ; car, à mesure que l'eau descend, elle perd de sa chaleur au contact de grumeaux de glace plus froids qu'elle. Cette action est surtout visible dans les névés où la cohésion est faible encore. C'est ainsi qu'on trouve, le matin, très fermes des névés qui, quelques heures plus tard, lorsque sous l'ardeur du soleil d'été la fonte a repris, deviennent très friables et ont perdu, jusqu'à une profondeur variable avec l'intensité de la fonte, toute apparence de cohésion.

L'assimilation qui existe entre la glace sous-jacente et le névé est telle, qu'après avoir examiné jusque dans ses profondeurs la gaine désignée par les montagnards suisses sous le nom de *rimaie*, et qui sépare le sommet des glaciers des rochers sur lesquels ce sommet devrait reposer, on ne saurait dire où est la transition du névé à la glace. On ne constate que deux choses à mesure qu'on descend dans la rimaie : la cohésion croissante et le passage insensible de la blancheur opaque du névé au bleu pâle et trouble de la glace.

Cette opacité de la glace tient-elle à ce que la fonte est moins active vers les sommets élevés des glaciers et à ce que l'eau provenant de la fonte superficielle, abandonnant rapidement ces sommités, laisse l'air la remplacer dans les vides trop larges encore du filtre ? C'est probable.

Quoi qu'il en soit, il paraît certain que la diminution de la cohésion par l'eau se propage des couches supérieures du glacier, où elle est à son maximum, aux couches profondes, où elle est à son minimum.

Diminution de la cohésion. — Il convient de voir de près cette diminution de la cohésion par l'eau ; car les phénomènes qui se produisent dans la marche des glaciers, et que nous décrirons plus loin, en sont les conséquences directes.

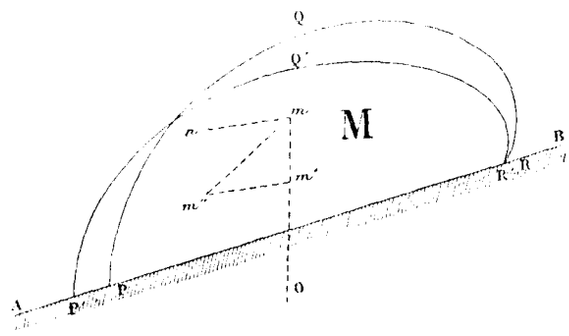
En pénétrant dans le glacier, l'eau diminue, en les fondant, les grumeaux de glace dont le névé et la glace sont formés. Les vides innombrables dont la masse poreuse et solide du glacier est criblée, pénétrés par l'eau, tendent à s'agrandir sous son action fondante. Les grumeaux de glace, solidement soudés avant l'arrivée de l'eau, ne se touchent plus que par un nombre insuffisant de contacts résistants ; la cohésion qui les lie devient insuffisante ; des écrasements tendent à se produire entre un grumeau et ses voisins, et la masse entière, comprimée de haut en bas et latéralement, tend à diminuer de volume et à s'affaisser sous son propre poids.

Mouvement d'un grumeau dans une masse de névé posée sur un plan incliné. — Si, comme nous l'avons dit pour les névés, la masse glacée repose sur un sol à pente faible ou nulle, le glacier pourra fondre sur place et sans mouvement apparent vers l'aval. Si, au contraire, la pente est forte, tout tassement de la masse se traduira par un mouvement vers l'aval.

La démonstration en est facile.

AB est la coupe suivant la ligne de plus grande pente d'un plan incliné sur

Fig. 7.



lequel repose, retenue par le frottement, une masse M de glace granuleuse et, par conséquent, susceptible de tassement. Considérons dans la masse un grumeau *m* (*fig.* 7).

Tant qu'il n'y a pas de tassement, la masse M conserve sa figure et le grumeau *m* reste fixe.

Au moment où le tassement se produit, le grumeau *m*, obéissant à l'action de la pesanteur, tend à prendre sur la verticale *mo* la position *m'* ; mais, au même moment, les liens de cohésion qui relient le grumeau à ses voisins sont, sinon entièrement rompus, du moins très relâchés par l'action qui produit le tassement. Il acquiert une liberté relative, qui lui est d'ailleurs commune avec ses voisins ; dès lors, rien ne peut l'empêcher de glisser sur les grumeaux sur lesquels il repose et d'obéir à la composante *mn* de la pesanteur, parallèle au plan incliné. Au lieu de venir en *m'*, le grumeau arrivera donc en *m''*, en suivant la trajectoire *mm''*. Le grumeau *m* aura parcouru en même temps, de l'amont vers l'aval, la distance *m'm''*.

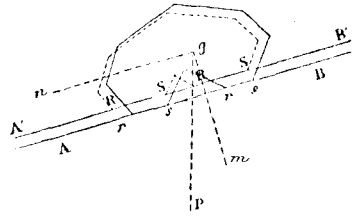
Ce que nous venons de démontrer pour un grumeau pris dans la masse M s'applique à tous les grumeaux de glace qui composent cette masse. La masse entière aura donc fait un mouvement vers l'aval en se comportant comme une masse semi-fluide, et le profil PQR de la masse aura pris la forme P'Q'R'.

Mouvement d'un grumeau en contact avec le plan incliné. — Veut-on considérer un grumeau de glace *g* (*fig.* 8) en contact direct avec le lit de roche sur lequel

un glacier repose, et lié à ce lit par l'adhérence résultant du regel et d'une similitude de température un peu inférieure à zéro ?

Le grumeau repose sur le lit AB par les contacts *rs*. Il est pressé contre ce lit par la composante normale *gm* de son propre poids et de toutes les pressions

Fig. 8.



verticales accumulées sur lui par les grumeaux qui lui sont superposés, somme représentée par P. La composante de P parallèle au lit est *gn*.

Si, sous l'action d'une forte pluie d'été, d'un vent chaud ou de rayons solaires, une fonte se produit à la surface du névé, l'eau pénétrera à travers les grumeaux du névé et exercera sur eux l'action fondante que nous avons déjà décrite. Les contacts diminués ne pouvant résister à la pression qui croît avec la profondeur, des écrasements multipliés se produisent, un tassement général de la masse en est le résultat, et la masse glacée descend.

A mesure que l'eau venant de la surface pénètre dans l'intérieur, elle emploie sa chaleur à fondre, à leur périphérie, les grumeaux de glace. Elle s'écoule de plus en plus lentement à travers les étroits interstices des grumeaux pressés de la glace ; le filtre se charge. L'eau interposée entre les grumeaux, ne trouvant que des canaux de plus en plus étroits, s'accumule et subit la pression due à la charge résultant de l'accumulation.

Dans ces circonstances, la température de l'eau peut descendre au-dessous de zéro sans cesser d'être liquide et d'exercer sur les couches inférieures du glacier, dont la température, en raison de la pression, est notablement inférieure à zéro, l'action fondante qu'elle a exercée à travers les couches supérieures.

C'est dans de semblables conditions que l'eau arrive au lit du glacier et baigne de toutes parts le grumeau *g* que nous considérons. Son action ne sera pas sur ce grumeau autre que ce qu'elle a été sur les grumeaux superposés au grumeau *g* : les contacts *rs* seront donc écrasés et deviendront RS.

Dans ce mouvement d'amplitude très restreinte, mais auquel participent tous les grumeaux voisins à droite, à gauche, en amont, en aval et au-dessus du grumeau *g*, le centre de figure de ce grumeau se rapprochera du lit AB de la très faible épaisseur due à l'écrasement des contacts, et comprise sur la figure entre les lignes AB, A'B'.

Mais si, obéissant à la composante de la charge P normale au lit de roches, le grumeau *g* s'aplatit sur ce lit, rien ne peut l'empêcher d'obéir au même instant à la composante *gn* de la même charge parallèle au lit de roches ; les grumeaux qui le précèdent et qui le suivent sur la pente de ce lit, sollicités au même instant à descendre, ne seront pas un obstacle à la descente du grumeau *g*. Ce grumeau participera donc, mais dans une très faible mesure, au mouvement du glacier vers l'aval, à l'instant où le tassement de la masse se produira. Le grumeau prendra la position indiquée en traits pointillés sur la figure.

Tassements successifs d'une masse de névé. — Le mouvement de la masse M ne peut pas avoir la même amplitude pour tous les points de la masse ; si, en effet, on se reporte à la cause qui a préparé le tassement, on reconnaît que l'action fondante de l'eau sur les grumeaux de glace va en diminuant à mesure que l'eau pénètre à travers les couches inférieures du glacier. La cohésion reste plus grande dans les couches inférieures que dans les couches supérieures. C'est donc dans ces dernières que le mouvement vers l'aval aura le plus d'amplitude.

Le tassement de la masse M doit-il être continu comme la cause qui le produit ? Il est probable que non ; car, si le tassement était continu, rien ne pourrait empêcher le mouvement de s'accélérer et, dans ce cas, la masse de névé se comporterait comme l'avalanche de fond que nous avons décrite plus haut. Il faut se rappeler qu'au moment où le tassement se produit, les vides innombrables que l'action fondante de l'eau a pratiqués entre les grumeaux qui composent la glace des glaciers sont tout à coup comblés par l'écrasement des contacts qui, jusqu'à cet instant, avaient résisté au poids de la masse ; que les grumeaux réunis dès lors par de larges contacts se soudent par le regel et forment une masse solide dans laquelle tout caractère de semi-fluidité favorable à l'accélération du mouvement disparaît. Ce temps d'arrêt persiste jusqu'à ce que l'action fondante de l'eau ait préparé les voies à un nouveau tassement.

Ces mouvements successifs de tassement n'ont qu'une amplitude très restreinte ; et ce qui le prouve, c'est que, lorsqu'une crevasse, qui est la manifestation extérieure du tassement et du mouvement vers l'aval qui en est la suite, se produit, elle est presque imperceptible et ne s'ouvre que très lentement. Nous reviendrons plus loin sur la formation des crevasses.

Tassements locaux. — On comprend que ces tassements peuvent ne pas s'étendre à la masse entière du glacier. La cause qui les produit est le plus souvent locale. Les rayons du soleil ne frappent pas simultanément tous les points de la surface d'un glacier ; la fonte superficielle varie avec l'heure du jour et la position des surfaces vues par le soleil ; nulle sur un point le matin, elle y sera très active plus tard. Des tassements locaux peuvent donc se produire et donner

lieu par le regel et la solidification de couches inférieures semi-fluides, un instant avant, à des arrêts ou tout au moins à des diminutions de vitesse de la masse générale.

Mouvement des névés. — Ce qui a surtout frappé les observateurs des glaciers, c'est le mouvement de la partie transformée en glace à peu près compacte. On a bâti hypothèses sur hypothèses pour expliquer ce mouvement. On serait arrivé plus tôt et plus près de la vérité si l'on s'était souvenu que la glace glaciaire n'est que du névé plus ou moins condensé, mais toujours perméable à l'eau.

Si l'on se reporte à l'explication que nous venons de donner de la tendance des névés au mouvement par le tassement sous l'action fondante de l'eau, on voit qu'elle s'applique tout aussi bien à une masse de glace glaciaire qu'à une masse de névé. Les masses de névé doivent donc se mouvoir comme les masses glaciaires.

Les grandes masses de névé sont rares dans nos régions, où l'action fondante de l'eau unie à la pesanteur précipite l'agglomération qui produit la glace glaciaire. Dans les masses de dimensions réduites que l'on rencontre, les traces de mouvement sont ou très faibles ou inaperçues, et cependant ces masses se meuvent : qu'on les observe de près et l'on acquerra la preuve de leur mouvement.

Dans les régions glacées voisines du pôle Nord, au Spitzberg, où l'action solaire sur la neige est très réduite, la neige a fini par se changer en névé, mais l'eau de fusion n'a pas été assez abondante pour tasser le névé et l'agglomérer à l'état de glace glaciaire. Les grands glaciers qui couvrent le Spitzberg ne sont donc que de grandes masses de névés. C'est ce qu'a observé M. Martins dans son voyage au Spitzberg. Ces névés marchent, car leur pied descend dans la mer ; seulement leur mouvement doit être très lent; car, à la latitude du Spitzberg, la température moyenne de l'air est au-dessous de zéro et les beaux jours où la neige peut fondre au soleil sont assez rares.

Le mouvement d'une masse de névé sur son lit, tel que nous venons de le décrire, est en quelque sorte infinitésimal, mais il existe. Il peut être assimilé à celui d'un cours d'eau à pente très faible, comme dans certains canaux de navigation où la vitesse à la surface est à peine perceptible à l'œil, et dans lesquels on se demande si les molécules liquides retenues aux anfractuosités du fond suivent, même de loin, celles de la surface dans leur mouvement lent vers l'aval.

La réponse à cette question serait *a priori* au moins douteuse, si l'on ne savait que les molécules liquides sont attachées les unes aux autres par les liens de la capillarité ; et que, quoique ces liens soient faciles à rompre, une molécule entraînée résiste à la disjonction et entraîne avec elle sa voisine.

Tensions et réactions résultant de la tendance des névés au mouvement. — Dans les glaciers, les liens de capillarité sont tout autres. Ces liens sont ceux qui attachent les unes aux autres les molécules d'un corps solide. La glace n'est ni ductile, ni malléable, ni plastique. Étirez-la, elle casse ; frappez-la, elle vole en éclats ; pressez-la, elle s'écrase. Mais les fragments, réunis par le regel, peuvent se ressouder et suivre les contours d'un moule. Ainsi se comportent, en effet, les fragments de la glace compacte formée à la surface d'une eau tranquille.

La glace granuleuse des glaciers ne se comporte pas autrement. Étirée, elle casse, elle se brise sous le marteau ; mais déjà à l'état de grumeaux, elle peut, sous la pression, suivre les contours d'un moule en se brisant encore, en glissant sur elle-même, et, par le regel incessant, rester masse solide.

Son défaut de ductilité produit dans les glaciers ces cassures profondes connues sous le nom de *crevasses :* c'est ainsi que, sous la force de cohésion des solides, les couches profondes entraînées participent au mouvement plus rapide des couches supérieures, et laissent sur leur lit de roches ces marques profondes de glissement tracées par de puissants burins rocheux empâtés dans la glace et entraînés dans son mouvement.

Si le mouvement moléculaire dont nous venons de démontrer l'existence dans une masse de glace granuleuse M n'a pas été constaté dans nos régions par les observateurs des phénomènes glaciaires, il ne faut pas s'en étonner ; car il doit avoir peu d'amplitude, même à la surface. Il serait cependant facile à constater sur les névés profonds, non rompus par des crevasses.

Cette tendance au mouvement dont la masse M tout entière est animée doit avoir pour effet de développer dans la masse des tensions vers l'aval contrebalancées par des réactions en sens contraire. Ces réactions ne peuvent être dues qu'à la cohésion qui lie entre eux les grains de névé et la masse entière au lit glacé sur lequel elle repose.

De l'équilibre de ces actions opposées dépend l'équilibre de la masse entière. Tant que les tensions resteront inférieures aux réactions, la masse de névé fondra sur place et sans mouvement bien apparent vers l'aval ; mais, si, sous certaines influences extérieures connues, la cohésion diminue rapidement, les tensions développées par l'action de la pesanteur l'emporteront et la masse M se rompra.

Ce phénomène n'est pas sans quelque analogie avec celui que présente un coteau terreux à pente rapide pénétré par l'eau de pluies persistantes. La terre perd sa cohésion et se détache ; l'éboulement s'annonce par des fissures dans la partie supérieure de la masse terreuse ; déjà la marche vers l'aval est commencée ; elle peut s'accélérer ou se ralentir, suivant la persistance des causes qui l'ont déterminée.

Cette assimilation de la mise en marche des glaciers à celle d'un éboulement

terreux n'est pas complète. Elle ne repose que sur ce que, dans l'un et l'autre cas, c'est l'eau qui en est l'agent principal. Dans la rupture d'un glacier, l'action de l'eau est plus complexe : l'eau passe à travers le filtre de glace ; mais, ainsi qu'on l'a vu plus haut, elle dissout la substance du filtre.

Ruptures des glaciers. — Les ruptures s'annoncent par des craquements pareils à la détonation lointaine d'une pièce d'artillerie et qui éclatent tantôt sur un point et tantôt sur un autre du glacier. Elles détachent des masses énormes qui, suivant l'importance du glacier, peuvent atteindre quatre à cinq cent mille tonnes et au delà. Les craquements sont généralement suivis d'un sifflement sinistre dont nous aurons l'occasion de parler plus loin.

Les craquements des glaciers sont fréquents dans la saison chaude ; ils ne sont pas continus. Le glacier se trouve donc divisé en un grand nombre de masses qui se soudent, puis se divisent suivant les accidents du sol sous-jacent, et dont l'une pousse l'autre dans la marche vers l'aval ; de là résulte une vitesse moyenne qui, mesurée sur la mer de glace au Montanvert, atteint, d'après M. Tyndall, $0^{m},63$ par vingt-quatre heures en été.

En hiver, la fonte superficielle des glaces est due presque exclusivement à l'action solaire sur la neige. Cette action se trouve d'autant plus diminuée que bien des parties des glaciers qui sont frappées par le soleil d'été échappent à ses rayons en hiver. Il semble dès lors que la marche des glaciers, en hiver, devrait être considérablement diminuée. Il résulte, en effet, des mesures de M. Tyndall, sur la mer de glace, au Montanvert, que la vitesse se réduit environ à la moitié de ce qu'elle est au même point en été.

CHAPITRE IV.

THÉORIE DU MOUVEMENT DES GLACIERS.

Hypothèse sur la constitution des glaciers. — Que résulte-t-il de l'étude que nous venons de faire des névés, des avalanches, de la formation des glaciers et des variations que subit la glace glaciaire sous l'action de l'eau ? C'est que la rupture des glaciers est due à la pesanteur. Cette cause, longtemps contestée, paraît maintenant évidente. C'est là, sans doute, un important résultat ; mais combien loin sommes-nous encore de connaître la force qui fait mouvoir vers l'aval les tranches successivement détachées du sommet d'un glacier !

De savants observateurs ont émis sur cette force des hypothèses que nous examinerons plus loin et dont aucune n'a pu nous satisfaire. Dans notre pensée, c'est la pesanteur qui, après avoir rompu un glacier, détermine sa marche vers l'aval. Ce n'est plus une avalanche qui se précipite, c'est un ensemble de tranches qui restent debout et descendent en quelque sorte parallèlement à elles-mêmes. La largeur variable des crevasses tend à faire supposer que chaque tranche possède en elle-même, en raison de sa forme et de ses dimensions, la force nécessaire pour glisser vers l'aval et vaincre à chaque instant les liens de cohésion qui l'attachent à son lit et aux tranches voisines.

Mais quelle transformation subit la pesanteur pour que, au lieu de rester gisante au pied de la masse dont la rupture l'a détachée, la tranche continue à descendre ?

Dans cette marche vers l'aval, elle doit à chaque instant vaincre la résistance que lui opposent les sinuosités et les obstacles divers du lit rocheux du glacier. Il faut donc qu'une force nouvelle, née de la forme de la tranche et de la situation qu'elle a prise après sa rupture, vienne faciliter son mouvement.

Sans cesse attiré vers les hautes cimes qui dominent le lac d'Orédon, combien de fois, assis sur les sommets du Néouvieille ou du pic Long, notre regard n'a-t-il pas sondé les crevasses béantes des glaciers gisants à nos pieds, espérant y trouver les indices d'une solution à la question qui obsédait notre pensée ?

C'est vainement alors que, sollicité par la beauté des crêtes qui courent du Vignemale à la brèche de Roland, et de la brèche de Roland au Mont-Perdu, et

au delà desquelles apparaissent au loin, sous la chaude couleur du ciel espagnol, les montagnes neigeuses du Haut-Aragon, notre crayon essayait de reproduire cette admirable vue; notre dessin, maintes fois repris, est resté inachevé. La question dont la solution nous avait fait tenter l'ascension des hautes cimes qui dominent le lac d'Orédon n'était pas résolue, et, tout songeur, nous redescendions vers le lac.

Les crevasses présentaient à nos yeux les marques certaines d'un arrachement violent. Nous savions, par les sondages faits sur les glaciers de la Suisse, qu'au fond des crevasses on rencontrait encore de la glace : l'arrachement qui avait donné naissance à la crevasse ne s'était donc pas propagé jusqu'au lit rocheux du glacier. Cependant la crevasse s'était ouverte ; la tranche de glace avait donc glissé sur un clivage tout à coup déterminé dans les profondeurs du glacier.

Mais la nature granuleuse de la glace glaciaire ne paraît pas compatible avec l'existence de plans de clivage ou de moindre résistance, tels qu'on les rencontre dans les terrains ardoisiers et autres terrains feuilletés, ainsi que dans certains cristaux. La surface de glissement ne doit donc pas préexister dans les glaciers. Elle nous paraît devoir se déterminer sous l'action des causes qui produisent l'arrachement, et nous inclinons à penser que la surface de glissement doit s'élaborer dans le sein du glacier et ne se compléter qu'à l'instant même où l'arrachement qui en est la conséquence naturelle éclate.

Mais quelle est cette surface de glissement, et quelle relation peut-il y avoir entre sa position au sein du glacier et la profondeur des crevasses? Les glaciers sont d'un accès difficile; pénétrer dans leurs profondeurs en descendant dans les crevasses est une tentative pleine de dangers. L'œil humain doit donc renoncer à aller rechercher sur place les rapports de forme et de position qui relient la profondeur des crevasses aux surfaces sur lesquelles les tranches détachées d'un glacier opèrent leur descente.

Resté soucieux devant cette impossibilité matérielle de dérober à la nature, par une vue directe, un de ses secrets; de plus en plus frappé à l'aspect du mouvement propre dont chaque tranche des glaciers paraît animée, la pensée nous vint enfin de soumettre à l'analyse les conditions dans lesquelles un glacier peut se rompre et de demander à la mécanique rationnelle la cause du mouvement des glaciers.

La loi de la distribution de la cohésion à l'intérieur des glaciers nous était inconnue; une hypothèse sur la constitution intérieure des glaciers devenait nécessaire. C'est aux résultats connus de l'expérience que nous devions emprunter notre hypothèse. Cette hypothèse est la suivante.

Nous supposons :

1° Qu'un glacier, de sa surface à son lit, n'est qu'une masse de névé à divers degrés de condensation ;

2° Que le degré de condensation est proportionnel à la profondeur en contre-bas de la surface et, par conséquent, proportionnel à la pression verticale supportée par chaque grumeau de névé ;

3° Que la cohésion des grumeaux de névé est proportionnelle à la multiplicité des contacts résultant de la condensation et, par conséquent, proportionnelle à la pression verticale produite par la colonne de glace qui pèse sur chaque grumeau.

Si cette hypothèse, prise dans la nature même des choses et basée sur l'observation des faits, ne s'écarte pas trop de la vérité, elle nous conduira à des conséquences qui, on doit l'espérer, ne seront pas trop en contradiction avec les résultats de l'expérience.

Dans cette étude, où les enseignements d'une petite branche de l'art de l'ingénieur se trouvent mêlés à des observations qui se rapportent plus particulièrement à la Météorologie et à la Physique générale de la Terre, nous n'avons en vue qu'un nombre assez limité de lecteurs.

Le nombre de ceux qui, parmi eux, s'intéressent aux calculs de la Mécanique rationnelle est plus restreint encore. Nous croyons être agréable aux uns et aux autres en reléguant à la fin de cette étude, sous le titre Chapitre VIII, les calculs concernant le mouvement des glaciers. Ceux pour qui les procédés de calcul auxquels l'Analyse infinitésimale appliquée à la Mécanique demande ses résultats ont quelque attrait sauront bien les y trouver.

Nous allons essayer de côtoyer nos calculs, d'en indiquer les principaux résultats et d'expliquer comment, de la rupture des glaciers, naît la force capable d'en pousser les débris au fond des vallées.

Mouvement des névés. — Revenons pour un moment à la formation des glaciers et à l'aspect sous lequel ils se présentent à nos yeux. Vers les hauts sommets où un glacier prend naissance, l'explorateur ne voit qu'une vaste nappe de névé en pente plus ou moins rapide et qui se plie aux sinuosités des crêtes abruptes qui l'entourent et la dominent ; et si les pas de l'explorateur n'étaient quelquefois arrêtés par quelques-unes de ces crevasses supérieures que l'on a désignées sous le nom de *crevasses de montagne*, ou *Bergschrunde*, il serait tenté de croire que ces hautes et silencieuses solitudes sont le siège immuable du repos. Il n'en est rien cependant : ces névés que l'explorateur foule aux pieds sont en mouvement, et plus d'un touriste ou d'un chasseur imprudent ont vu tout à coup la nappe de névé s'effondrer sous leurs pas. De nombreuses crevasses, marques certaines du mouvement de la masse des névés vers l'aval, sont cachées sous l'amas des neiges annuelles qui sont tombées depuis leur ouverture. Elles sont pour le touriste un danger permanent. Un observateur habitué aux glaciers peut, à l'aspect des lieux, présumer leur présence et les éviter ; mais pour tout autre l'exploration des hauts névés est pleine de dangers cachés.

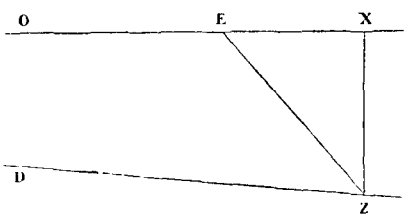
Lorsque, dans la lente évolution qui l'emporte vers l'aval, une masse de névé arrive à la limite des neiges perpétuelles, les neiges annuelles disparaissent de sa surface à la fin de chaque été, et la glace compacte, nourrie par la fonte des neiges superficielles, apparaît au jour. Tout autre est alors l'aspect du glacier. Aux contours mollement ondulés des hauts névés succède un champ de glace hérissé de pointes de forme pyramidale, au milieu desquelles on ne pénètre qu'avec difficulté et au risque de glisser dans des crevasses au fond desquelles la mort est presque inévitable.

C'est sous le double aspect sous lequel les glaciers se présentent que nous avons examiné les conditions de leur rupture.

Ligne de rupture d'une masse de névé limitée à un plan horizontal. — Nous avons d'abord considéré une grande masse de névé limitée à un plan horizontal OX et à un plan vertical XZ (*fig.* 9), et reposant sur un lit DZ. La coupe OXZ est faite suivant un plan vertical parallèle au mouvement que la masse de névé tend à prendre.

En partant de l'hypothèse fondamentale de notre théorie des glaciers, la cohésion du névé à la surface supérieure OX est nulle ; mais elle croît proportionnellement à la profondeur, à mesure que l'on pénètre dans l'intérieur de la

Fig. 9.



masse. Il est facile de voir par les calculs relégués à la fin de cette étude, et dans lesquels sont déterminées les conditions de la rupture d'une masse de névé indéfinie dans le sens OX, que, si une masse de névé disposée comme dans la figure ci-dessus pouvait être réalisée un seul instant, par la suppression d'une paroi solide qui aurait maintenu la face verticale XZ, l'instant d'après la masse se romprait et que la ligne de rupture serait une ligne droite partant du point le plus bas Z, et telle que ZE.

Possibilité de la rupture. — Ajoutons toutefois que la rupture n'aurait lieu qu'autant que le rapport de la cohésion à la pression verticale qui la détermine serait inférieur ou égal à $\frac{1}{2}$.

Poussée des névés. — Mais, la cohésion une fois vaincue, la masse EXZ glisse-

rait sur le joint de rupture et exercerait contre tout obstacle, tel que la paroi solide XZ dont nous venons de parler, une pression tendant à repousser l'obstacle vers l'aval. Cette pression est la poussée des névés.

Valeur de la poussée des névés. — Cette poussée, dont nous n'avons pas pris la peine de donner l'expression dans les calculs qui terminent cette étude, est facile à calculer; elle se déduit aisément des calculs qui conduisent à l'expression algébrique de la valeur de la poussée exercée par une tranche de glace glaciaire détachée d'un glacier. Il suffit de supposer dans ces calculs que la cohésion à la surface de la glace est nulle, ce qui est le cas des névés. On trouve alors que, dans les névés, la poussée d'une masse telle que EXZ a pour valeur le produit de la moitié du poids de l'unité de volume de névé par le carré de la hauteur XZ.

La masse EXZ, dont nous venons d'examiner la rupture, tend sans cesse à descendre sur le joint de rupture ZE; elle pousse vers l'aval les masses de névé échouées avant elle sur le lit du glacier.

Courbe de rupture d'une masse de glace glaciaire limitée à un plan horizontal. — Après avoir examiné les conditions de la rupture d'une masse de névé, nous avons recherché celles de la rupture d'une masse compacte de glace glaciaire.

Pour simplifier les calculs, nous avons d'abord supposé la masse de glace limitée, comme pour les névés, à un plan horizontal OX et indéfinie dans le sens de la droite OX, laquelle est l'intersection de la surface horizontale de la masse glacée par un plan vertical parallèle à la direction initiale du mouvement que le glacier doit prendre en se rompant.

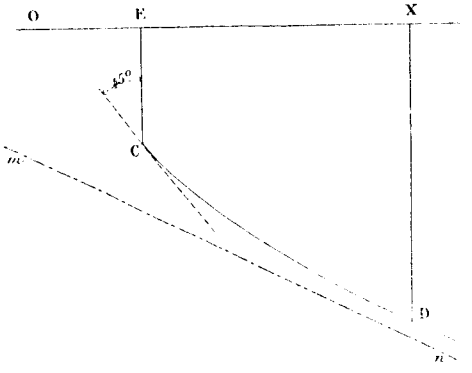
Dans les calculs qui terminent cette étude nous avons, comme pour les névés, pris pour base l'hypothèse fondamentale de notre théorie. Mais, comme la cohésion à la surface de la glace glaciaire est déjà considérable, nous avons supposé que cette cohésion superficielle était due à la pression qu'aurait exercée sur elle une charge de névé ou de glace disparue et d'une épaisseur capable de produire cette cohésion.

Origine de la courbe de rupture. — Nos calculs nous ont révélé l'existence d'une courbe de rupture qui occupe au sein du glacier une position singulière.

Cette courbe, représentée sur la *fig.* 10 par la ligne CD, n'arrive pas jusqu'à la surface OX du glacier; elle part d'un point C situé à une profondeur CE que nous définirons plus loin. Sa direction initiale au point C fait avec la verticale un angle de 45°. Elle plonge ensuite dans la profondeur indéfinie du glacier, en se rapprochant toujours, mais sans jamais l'atteindre, d'une ligne

droite telle que *mn*, qui est, en effet, asymptote de la courbe. Cette asymptote n'est autre que la ligne de rupture des névés.

Fig. 10.



Possibilité de la rupture. — Il résulte de nos calculs que, de même que pour les névés, la rupture de la glace glaciaire n'est possible qu'autant que le rapport de la cohésion à la pression verticale qui la détermine est inférieur ou égal à $\frac{1}{2}$ et que, lorsque ce rapport se rapproche de $\frac{1}{2}$, le point C où la courbe de rupture commence descend tellement bas que, si le glacier n'a pas une profondeur suffisante, la rupture n'a pas lieu.

Comment une rupture se produit. — Dans la recherche de la courbe de rupture, nous avons supposé que chaque élément infiniment petit de la courbe était chargé d'un prisme vertical de glace s'élevant jusqu'à la surface OX, et sans liaison avec ses voisins. En réalité, tous ces prismes sont liés les uns aux autres par la cohésion et forment un faisceau adhérant de toutes parts à la masse glacée.

Supposons pour un instant que le glacier se termine à droite au plan vertical DX et que la rupture suivant CD est effectuée : le faisceau solide compris dans le polygone ECDX n'aura plus d'attache avec le reste du glacier que par le côté CE. Le solide ECDX est placé sur le joint de rupture CD comme sur un plan incliné ; il tend donc à descendre et à propager la rupture suivant CE. Mais, pour que le point CE s'ouvre, il faut que la composante horizontale du faisceau de prismes, ou, en d'autres termes, du poids du solide ECDX, prêt à descendre sur la courbe de rupture, devienne supérieure à la cohésion qui lie entre elles les deux faces du joint CE. Cette composante horizontale est égale et opposée à l'effort horizontal qu'il faudrait faire pour maintenir le solide ECDX, librement posé sur le joint CD, en équilibre sur ce joint. Or le poids du solide et sa composante horizontale dépendent de l'épaisseur EX du solide. Tant que cette épaisseur sera faible, c'est-à-dire tant que l'origine C de la courbe de rup-

ture, origine que, pour un instant, on peut supposer mobile sur l'horizontale qui passe par le point C, sera près du plan vertical DX, la composante horizontale du poids du solide sera trop faible pour vaincre la cohésion sur CE; mais, si le point C et la courbe de rupture s'écartent peu à peu vers la gauche, l'épaisseur EX du solide augmente, et un moment arrivera où la composante horizontale de son poids sera égale puis supérieure à la cohésion sur CE. A cet instant, la rupture se produira ; le joint CE s'ouvrira et le solide prismatique, qui a pour section le polygone ECDX, descendra sur le joint incliné CD, jusqu'à ce qu'il vienne heurter contre quelque obstacle du lit du glacier. C'est ainsi que s'ouvrent les crevasses dans les glaciers.

Dans l'explication qui précède, nous avons supposé que l'origine C de la courbe de rupture et cette courbe elle-même pouvaient se déplacer à volonté vers la gauche du plan vertical DX; on ne se méprendra pas sur l'artifice employé dans notre explication. Nous reviendrons un peu plus loin sur cet objet et nous démontrerons comment, dans la marche incessante des glaciers, les ruptures se font au contraire toujours vers les mêmes points du trajet.

Solide minimum capable de produire la rupture. — En réalité, c'est la face DX du solide qui descend vers l'aval ; et à l'instant où la rupture se produit, c'est que l'épaisseur EX du solide est devenue suffisante, et la composante horizontale du poids du solide suffisamment accrue pour vaincre la cohésion du joint CE. A cet instant, le solide atteint les dimensions nécessaires et suffisantes pour produire la rupture; ces dimensions sont les plus petites possibles; car, dans la nature, il n'y a pas d'effort perdu ou inutilement employé au delà du strict nécessaire. Le solide ainsi défini est le solide minimum capable de produire la rupture. Nous le désignerons désormais sous le nom de *solide minimum*.

Deux phases dans la rupture d'un glacier. — Lorsqu'un glacier se rompt, il semble que tout se passe au même instant ; en y regardant de plus près, il paraît cependant évident que le phénomène a deux phases, dont l'une doit nécessairement précéder l'autre.

La rupture d'un glacier n'est pas autre chose que le prélude d'un éboulement comparable aux éboulements terreux ou rocheux. Ces derniers ne se produisent pas d'un seul coup. Un travail interne de désagrégation, plus ou moins long, et quelquefois très apparent, précède toujours l'éboulement. Il n'y a pas de raison pour qu'il en soit autrement dans l'éboulement d'une masse de glace.

Dans la masse glacée, il est rationnel de supposer que le travail de désagrégation commence vers le point le plus bas D du joint de rupture et qu'il se propage de proche en proche de D vers C ; car il faut que le joint CD soit préparé et que le solide ECDX soit prêt à glisser sur ce joint pour que la composante horizon-

tale de son poids, laquelle ne se développe qu'à mesure que la cohésion sur le joint CD est vaincue et n'atteint son intensité totale qu'au moment où la cohésion sur ce joint est entièrement détruite, puisse entrer en lutte avec la cohésion du joint CE. Ce joint restera donc fermé tant que la désagrégation commencée vers D ne sera pas remontée vers C.

Joints de glissement et d'arrachement. — Mais à l'instant où ce point sera atteint, un arrachement violent ouvrira le joint CE, en remontant de C vers E, en suivant la verticale, car c'est dans cette direction que se trouve la moindre résistance. La rupture du glacier se fera donc suivant deux joints essentiellement différents : l'un, courbe et incliné, CD, est joint de glissement ; l'autre, droit et vertical, est joint d'arrachement.

De l'analyse que nous venons de faire du détachement du solide minimum, il ressort comme conséquences nécessaires :

1° Que ce que nous avons appelé la *composante horizontale du poids du solide minimum* est égal à la somme, estimée horizontalement, des actions infinitésimales que ce solide développe en détruisant de proche en proche la cohésion sur le joint de glissement ;

2° Que cette même composante horizontale est égale à la cohésion qui lie entre elles les deux faces du joint d'arrachement.

Profondeur du joint d'arrachement. — Nos calculs nous ont appris à déterminer la profondeur du joint d'arrachement. Cette profondeur dépend exclusivement du rapport de la cohésion à la pression verticale qui la produit. Il résulte de là que, tant que ce rapport sera constant, la profondeur du joint d'arrachement sera également constante. D'un autre côté, nos calculs démontrent que l'épaisseur EX et la hauteur DX du solide ECDX sont en relation directe avec la profondeur du joint d'arrachement.

Permanence des ruptures vers les mêmes points de la trajectoire des glaciers. — Le volume et le poids du solide et, par conséquent, la composante horizontale de ce poids qui produit l'arrachement sur le joint CE sont donc liés à la profondeur du joint d'arrachement, comme la cause à l'effet ; et de telle façon que, si, dans la marche descendante d'un glacier, il se rencontre en un point du lit une circonstance telle qu'une première fois une crevasse se produit, lorsque dans sa marche lente la crevasse aura dépassé ce point d'une distance égale à l'épaisseur du solide minimum, une nouvelle rupture éclatera.

Épaisseur variable des tranches d'un glacier. — Est-ce à dire que toutes les tranches en lesquelles un glacier est débité par les ruptures auront la même

épaisseur, ou, en d'autres termes, que la distance entre deux crevasses consécutives sera constante ? Non, sans doute. Ce que nos calculs nous ont appris sur le rapport de la cohésion à la pression et sur la liaison bien définie de ce rapport avec les dimensions du solide minimum suffit pour laisser comprendre que ces dimensions varieront avec ce rapport. Et si, comme par suite de la diminution du mouvement des glaciers en hiver constatée par M. Tyndall et du ralentissement de la fonte des neiges pendant la même saison il y a de bonnes raisons de le supposer, la cohésion de la glace glaciaire est plus forte pendant les basses températures de l'hiver qu'en été, le rapport de la cohésion à la pression augmentant en même temps, les tranches de glace entre deux crevasses consécutives seront plus épaisses en hiver qu'en été. Les dimensions du solide minimum capable de produire la rupture sur un même point d'un glacier sont donc variables avec les saisons.

Tranches plus épaisses en hiver qu'en été. — Pour qu'il y ait rupture, il faut que le solide minimum puisse se réaliser dans toutes ses dimensions. Il faut donc que le joint de glissement se prolonge assez bas sans atteindre le lit du glacier. Or, c'est en hiver que la cohésion paraît devoir atteindre sa plus grande intensité, sans que, pour cela, la profondeur du glacier augmente. C'est en hiver que les dimensions du solide minimum sont le plus considérables et que les chances de voir le point le plus bas du joint de glissement rester au-dessus du lit du glacier seront moins nombreuses. Les ruptures seront donc plus rares en hiver et les tranches du glacier plus épaisses qu'en toute autre saison. C'est encore en hiver que la cohésion plus intense opposera à la force qui produit le mouvement des glaciers la plus grande résistance : ce mouvement sera donc ralenti en hiver.

C'est tout le contraire en été ; sous la fonte rapide des neiges, la cohésion diminue, la profondeur du joint d'arrachement et les autres dimensions du solide minimum diminuent avec elle : les crevasses seront plus nombreuses et moins profondes.

Nous verrons plus loin, en étudiant la formation des crevasses qui sillonnent les glaciers, comment l'ouverture des crevasses larges et profondes, qui vont quelquefois d'un bord à l'autre du glacier et que, pour cette raison, on a désignées sous le nom de *crevasses transversales,* précède nécessairement l'ouverture des crevasses marginales qui se propagent le long et sur les bords de la masse glacée où la profondeur du glacier va en diminuant.

Ces dernières, rapprochées et peu profondes, ne peuvent s'ouvrir qu'en été, lorsque la cohésion diminue. Les crevasses transversales peuvent s'ouvrir en tout temps ; mais celles qui s'ouvrent en hiver doivent être plus profondes et les tranches détachées par la rupture plus épaisses qu'en été.

Avalanches. — Si le rapport de la cohésion à la pression est très faible, de

$\frac{1}{10}$ par exemple, ce qui est à peu près la consistance des névés récents exposés aux rayons d'un soleil d'été, l'expression algébrique qui donne la profondeur de la crevasse réduit cette profondeur à $0^m,25$; c'est donc une couche de névé de très faible épaisseur à sa partie supérieure qui se détachera. Et comme la cohésion du névé est très faible, la masse détachée s'éboulera sans pouvoir s'agglomérer de nouveau, si la pente sur laquelle le glissement s'opère se prolonge sans obstacle. C'est ainsi que se précipitent les avalanches.

Ouvertures successives des crevasses. — Lorsque, dans un glacier, une première rupture se produit, la tranche de glace détachée glisse sur le joint de rupture et ne tarde pas à se heurter contre les anfractuosités du lit. A peine né, le mouvement semble s'arrêter ou tout au moins ne se propager qu'avec une excessive lenteur, si l'on en juge par le temps que met une crevasse à acquérir une largeur de $0^m,20$ à $0^m,30$.

Après la première tranche, une seconde se détache, qui va heurter la première ; puis une troisième, qui vient s'appuyer sur les deux précédentes. Ainsi, à des intervalles irréguliers, suivant l'apport annuel des neiges qui l'alimentent, le glacier se débite en tranches à partir d'un point qui doit peu varier et situé dans le voisinage du point culminant où se produit la plus grande accumulation des neiges annuelles.

Ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer, les tranches seront très épaisses et profondes, si la cohésion est forte au moment où elles se détachent ; elles seront relativement minces et superficielles, si, ce qui arrive pendant les chaleurs de l'été, la cohésion, vaincue par la fonte des neiges, vient à diminuer.

Mais ce qu'il faut principalement remarquer, c'est qu'à l'origine de leur mouvement les tranches, minces ou épaisses, superficielles ou profondes, constituent des monolithes qui descendent chacun sur son joint de rupture comme sur un plan incliné. Chaque tranche vient s'appuyer sur la tranche qui s'est détachée avant elle, et exerce sur celle-ci une pression qui tend à la faire marcher vers l'aval.

Poussée. Sa valeur. — Quelle que soit la direction de cet effort, il est évident que, jusqu'à l'instant où le joint d'arrachement s'est ouvert, cet effort a été équilibré, dans le sens horizontal, par la cohésion du joint d'arrachement. La tranche qui est sur le point de se détacher possède donc dans le sens horizontal une force égale à la cohésion du joint d'arrachement, et cette force qui a vaincu la cohésion, elle la possède encore après qu'elle s'est détachée. C'est cette force horizontale que nous appellerons la *poussée*.

Résumant les déductions auxquelles l'analyse de la rupture d'un glacier nous a conduit, on peut dire que la poussée est égale à la fois, abstraction faite du

frottement sur le joint de glissement, à la cohésion du joint d'arrachement et à la somme, estimée horizontalement, des actions élémentaires qui ont vaincu la cohésion le long du joint de glissement.

La poussée, qui n'existait pas avant la rupture, prend naissance à l'instant même où la rupture éclate. Émanée de la pesanteur, dont elle n'est que la représentation dans un sens déterminé, la poussée se présente donc comme la cause directe du mouvement des glaciers.

On trouvera dans les calculs qui terminent cette étude l'expression algébrique qui donne, par mètre courant de crevasse, la valeur de la poussée que la tranche détachée exerce sur la tranche détachée avant elle. Cette valeur est égale à la cohésion qui liait les deux faces du joint d'arrachement, ainsi que nous l'avons dit plus haut. Il est bon de faire connaître, en outre, que la poussée est proportionnelle au carré de la profondeur du joint d'arrachement, c'est-à-dire des crevasses. Elle est également proportionnelle au carré de la plus grande dimension verticale du solide minimum.

Cette dimension est désignée par DX dans la figure précédente.

Exemple de la rupture d'un glacier. Valeur numérique de la poussée. — Pour donner une idée de la puissance de la poussée, nous avons pris un exemple numérique dont on trouvera les détails à la suite des calculs algébriques. Les données de cet exemple sont les suivantes :

Poids du mètre cube de glace glaciaire, exprimé en tonnes de 1000^{kg}.	$0^{t},9$
Rapport de la cohésion de la glace glaciaire à la pression qui produit cette cohésion.....	0,4
Hauteur de la colonne de névé capable de produire la cohésion de la glace glaciaire à la surface du glacier.....	100^{m}

ce qui revient à supposer qu'il faut une pression d'environ 9^{atm} pour réduire le névé à la consistance de la glace glaciaire telle qu'on la trouve à la surface des glaciers.

Nous demanderons à cet exemple ses principaux résultats.

Dans cet exemple, les dimensions du solide minimum sont représentées sur la *fig.* 11 à l'échelle de $0^{m},01$ pour 100^{m}. Ces dimensions sont les suivantes :

Profondeur du joint d'arrachement, $ab = 400^{m},00$;

Épaisseur horizontale du solide minimum, $ad = 124^{m},80$;

Hauteur maxima du solide, $cl = 505^{m},96$;

bb_1 est la courbe de rupture, ou joint de glissement;

tt_1 est la tangente à l'origine b de la courbe de rupture (cette tangente est inclinée à 45° sur la verticale);

ss_1 est la direction de l'asymptote vers laquelle tend la courbe de rupture;

ll_1 est le lit du glacier;

Le solide minimum est désigné par M;

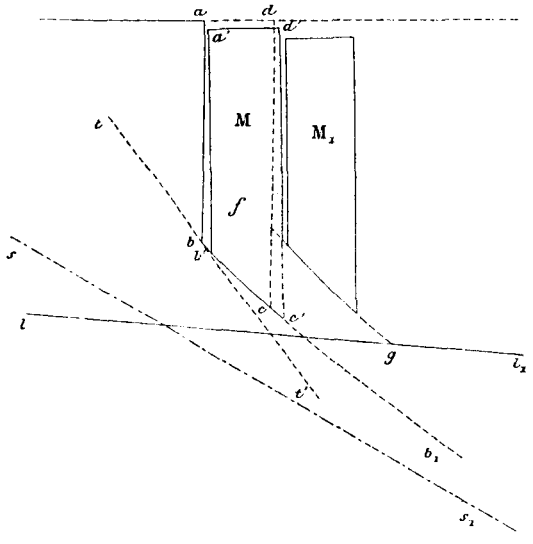
Le solide détaché avant lui, par M_1.

Le solide M étant déterminé par les dimensions qui précèdent, la cohésion de la glace au point *a* est, par mètre courant de crevasse, de 36 tonnes, c'est-à-dire qu'il suffirait d'une traction de 36 tonnes par mètre carré pour vaincre la cohésion;

La cohésion au point *b* est de 180 tonnes;

La cohésion au point *c*, le plus bas du solide M, est de $218^t,15$;

Fig. 11.



Le poids du solide M, par mètre courant de crevasse, est de 50879 tonnes;

La poussée exercée par ce poids dans le sens horizontal est, par mètre courant de crevasse, de 43200 tonnes.

Dans cet exemple, la poussée équivaut, en nombre rond, à 84 pour 100 du poids du solide minimum.

Analyse du mouvement initial d'une tranche. — Au moment de la rupture, le joint *ab* s'ouvre, le solide M ne touche que par son pied le solide M_1, détaché avant lui; il comprime le talon *cfg* resté sous le solide M_1 et sur lequel ce solide a précédemment glissé. Ce talon, sur lequel s'exerce par la face *cf* seulement la poussée entière de 43200 tonnes, est refoulé vers l'aval en glissant sur ses appuis quels qu'ils soient, le joint de glissement bb_1 ou le lit du glacier ll_1. Le solide M_1, porté par le talon sur lequel il repose, descend en même temps vers l'aval, et le solide M passe de sa position initiale *abcd* à la position très voisine *a'b'c'd'*.

La courbure de la courbe de rupture bb_1 va sans cesse en diminuant à mesure

qu'on s'éloigne de son origine b. Il résulte de cette disposition que la distance verticale qui sépare le point b du point b' est plus grande que celle qui sépare le point c du point c'. Les faces $a'b'$ et $c'd'$ du solide minimum M ont cessé d'être verticales, et le solide M s'est penché vers la gauche. Ce mouvement se déclare dès que le joint d'arrachement commence à s'ouvrir. En même temps, un nouveau joint d'arrachement tend à s'ouvrir de f vers c et le solide M tend à se séparer du talon cfg et à ne toucher ce talon que par son point le plus bas c. C'est donc sur ce point, où la cohésion est de $218^t,15$, qu'à l'origine du mouvement du solide M sur son joint de glissement s'exerce pour un instant la poussée de 13 200 tonnes.

Désagrégation de la glace au fond du glacier. — Il est évident que, sous cette énorme pression, la cohésion ne saurait résister. La glace est donc comprimée et broyée en remontant à partir du point c. Le contact mathématique du solide M avec le talon cfg s'élargit. La glace du talon est broyée et chassée vers la droite en emportant le solide M_1, qu'elle continue à porter. Elle glisse aisément d'abord sur le point de glissement bb_1, mais elle ne tarde pas à rencontrer le lit rocheux ll_1 du glacier et à se heurter à ses anfractuosités et à ses étranglements. Là commencent les difficultés qui s'opposent à son mouvement vers l'aval.

Ralentissement du mouvement par les obstacles du lit et par le regel. — Désagrégée par la poussée, la glace du talon cfg se moule, non sans un énorme frottement, aux sinuosités du lit du glacier. Mais ce n'est pas tout que d'avoir rendu ductile la glace du talon cfg et d'avoir surmonté le frottement de ce talon contre les aspérités du lit; il faut encore que la poussée surmonte incessamment une force sans cesse agissante qui tend à ramener la glace à sa solidité primitive : c'est le regel. C'est ici le moment de se souvenir que, dans l'exemple numérique dont nous avons donné plus haut les résultats principaux, la poussée est égale aux 0,84 du poids du solide minimum.

Or, si l'on rapproche ce rapport de ceux que des expériences nombreuses ont établis entre le frottement et la pression pour des substances dures, non polies, telles que pierres calcaires sur pierres calcaires, briques sur briques, lesquels ne dépassent pas 0,67; si l'on considère, d'un autre côté, que la cohésion de la glace glaciaire est loin d'être comparable à celle de ces substances et que la cohésion de la glace glaciaire déjà vaincue dans les profondeurs du glacier par la rupture laisse la glace désagrégée, on cessera d'être étonné que, sous une action puissante capable de maintenir cette désagrégation telle que celle de la poussée, les glaciers glissent sur leurs appuis. Mais on comprend que, par la nature des résistances qui s'opposent au mouvement, ce mouvement doit être très lent.

Objection contre l'exemple choisi. — On pourrait peut-être opposer à cette con-

clusion que l'exemple numérique dont nous avons donné les résultats pourrait ne pas se rencontrer dans la nature; qu'en donnant au rapport de la cohésion à la pression la valeur 0,4, nous avons donné à ce rapport une valeur trop grande; qu'en effet cette quantité donne à la poussée la valeur énorme de 43200 tonnes par mètre courant de crevasse, et surtout que la profondeur du glacier dépasse 505^m. Une telle profondeur existe-t-elle de nos jours?

Il se peut, en effet, que les glaciers amoindris que l'on connaît à présent n'aient pas de pareilles profondeurs; mais il est certain, si l'on en juge par les traces laissées par les glaciers disparus, qu'aux époques glaciaires qui ont précédé l'époque actuelle de semblables profondeurs se rencontraient fréquemment.

Si l'on se souvient que la poussée est proportionnelle au carré de la plus grande hauteur du solide minimum, tandis que la cohésion et le frottement ne sont proportionnels qu'à la première puissance de cette hauteur; si, comme nous allons essayer de le démontrer ci-après, le solide minimum détaché par les grandes crevasses transversales touche de très près le lit des glaciers, ce qui revient à dire que la poussée est proportionnelle au carré de la profondeur des glaciers, on ne sera peut-être plus surpris que ces conditions, qui ont déterminé le mouvement des grands glaciers d'autrefois, suffisent à entretenir le mouvement des glaciers amoindris de l'époque actuelle.

Action de la poussée dans les profondeurs des glaciers. — Sans cesse aux prises avec le regel, qui, sous l'influence favorable de la pression, profite du moindre temps d'arrêt pour solidifier de nouveau la masse désagrégée, il faut que les effets de la poussée se propagent jusque dans le voisinage du lit du glacier, c'est-à-dire que le joint d'arrachement plonge jusque vers les extrêmes profondeurs du glacier; et qu'il ne reste, au-dessous du point le plus bas c du solide M détaché par la rupture, qu'une épaisseur de glace relativement faible eu égard à la profondeur du joint d'arrachement.

S'il en était autrement, si le joint d'arrachement n'avait que les proportions d'une gerçure superficielle, n'ayant pour effet que de faire descendre des tranches sans profondeur, la masse solide presque entière du glacier située au-dessous de ce mouvement de superficie resterait en place. On comprend aisément, au contraire, que, si cette couche solide inférieure n'a qu'une faible épaisseur, elle soit entraînée dans le mouvement par l'adhérence que le regel crée sans cesse entre elle et la couche supérieure qu'un mouvement très lent entraîne vers l'aval. Un pareil effet d'entraînement paraîtrait impossible sur une couche inférieure de grande épaisseur.

Lorsqu'on examine les traces laissées par le passage des anciens glaciers disparus, on acquiert la certitude que la masse entière de ces glaciers était en mou-

vement; il est donc naturel de conclure que les effets de la poussée se faisaient sentir jusqu'au fond des glaciers et que le joint d'arrachement pénétrait jusqu'au voisinage de leur lit.

Dans son Ouvrage sur les glaciers, M. Tyndall fait suivre ses études d'une conférence de M. Helmholtz sur le même sujet. Dans cette conférence, M. Helmholtz, après avoir cherché, en raison de la forme des vallées et de la largeur des glaciers, à apprécier la profondeur de la couche de glace, ajoute :

« La manière même dont les glaciers se meuvent fait supposer que, sous la partie crevassée, se trouve une couche très puissante et très adhérente. »

Cette opinion d'un savant observateur sur l'existence d'une couche puissante de glace, compacte et adhérente sous la partie crevassée, est en contradiction avec les déductions auxquelles l'examen de la rupture d'un glacier et de ses effets nous a conduit. Elle avait attiré notre attention. En y réfléchissant, nous avons reconnu qu'elle n'était que le résultat d'une induction insuffisamment motivée, et qu'elle n'était appuyée sur aucun fait d'observation directe.

Il semble naturel de conclure de cette discussion que la masse de glace située au-dessous du point le plus bas des solides minima détachés par les grandes ruptures transversales d'un glacier n'a qu'une épaisseur relativement faible, eu égard à la profondeur des joints d'arrachement. La poussée exerce donc son action jusque dans les plus grandes profondeurs des glaciers.

Une dernière considération en faveur de la conclusion qui précède résulte de la propagation du mouvement des glaciers sur des pentes de plus en plus faibles. Si le solide minimum, ou la tranche transversale de glace qui vient de se détacher d'un glacier, devait glisser indéfiniment sur son joint de glissement, dont la pente à l'origine est de 45° et reste toujours très forte à mesure qu'on s'éloigne de l'origine, il prendrait rapidement des vitesses croissantes et comparables à la chute d'une avalanche; mais il n'en est pas ainsi : la pente des vallées dans lesquelles les glaciers se meuvent est généralement faible; rapide vers les sommets, elle ne tarde pas à s'adoucir.

Dans les Alpes, la pente moyenne de la mer de glace entre la jonction des glaciers qui la composent et Montanvert, calculée d'après les nivellements de M. Forbes, n'est pas supérieure à $0^{m},10$ par mètre. Aux Pyrénées, la pente moyenne du lit du glacier qui descendait autrefois du lac d'Orédon, entre ce lac et le hameau de Castets, où il débouchait dans la vallée de la Neste, n'est pas supérieure à $0^{m},11$ par mètre. La pente moyenne de la vallée de la Neste, que le glacier parcourait ensuite sur une longueur d'environ 40^{km}, n'est pas supérieure à $0^{m},015$ par mètre.

En raison de sa forte pente, le joint de glissement sur lequel la tranche de glace opère au premier moment sa descente ne tarde pas à rencontrer le lit du glacier, et c'est sur ce lit sinueux et hérissé d'accidents rocheux que la tranche de glace

doit continuer son mouvement. Aux pentes rapides, sur lesquelles on pouvait concevoir à la rigueur que la glace pût glisser en s'usant par la base, succèdent des pentes insignifiantes et pareilles à celles sur lesquelles coulent avec des vitesses modérées les cours d'eau.

Il fallait que cette accumulation d'obstacles au mouvement des glaciers eût saisi bien vivement l'esprit des observateurs célèbres, qui les premiers ont cherché la cause de ce mouvement, pour qu'ils aient imaginé de la trouver dans l'une des forces les plus puissantes, il est vrai, de la nature, la dilatation de l'eau au moment où elle passe à l'état de glace. Pour eux, la pesanteur qui fait couler les rivières paraissait, non sans quelque apparence de raison, très insuffisante pour produire le mouvement des glaciers; leur hypothèse basée sur la dilatation de la glace était de nature à séduire bien des esprits, et, en effet, elle a été longtemps acceptée.

Il est donc bien certain pour tous les savants qui se sont occupés du mouvement des glaciers que ce mouvement ne peut être dû qu'à une force d'une intensité exceptionnelle et agissant en même temps sur tous les points et d'un bout à l'autre des glaciers.

La poussée, dont notre théorie du mouvement des glaciers a révélé l'existence, paraît pouvoir remplir ce rôle. Mais encore faut-il, comme nous l'avons démontré, qu'elle exerce son action jusque dans les couches de glace les plus voisines du lit du glacier.

Alimentation des glaciers. — Nous avons dit au commencement du Chapitre III comment se forment les névés et comment les névés accumulés deviennent des glaciers. Nous allons revenir, pour un instant, sur l'accumulation des névés.

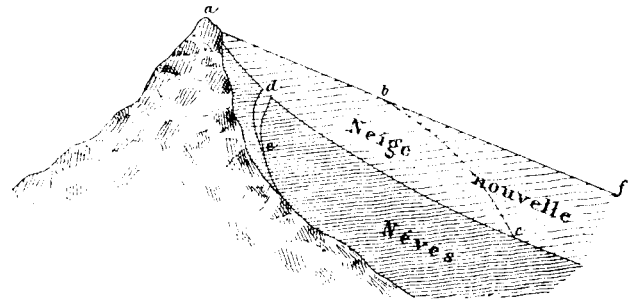
Sur les hauts sommets où les glaciers prennent naissance, chaque hiver amène une épaisse couche de neige dont l'épaisseur est loin d'être la même sur des points même très rapprochés. La neige fraîchement tombée n'a qu'une faible densité; elle est sans cohésion. Soulevée et emportée par le vent, elle tourbillonne jusqu'à ce qu'elle arrive vers l'un de ces abris créés par les hautes crêtes des montagnes, et elle retombe pour ne plus se relever. C'est ainsi que les flancs des montagnes exposés aux vents régnants restent à nu, ou ne conservent qu'une faible couche de neige, tandis que les flancs opposés, abrités contre les mêmes vents, se couvrent d'une abondante couche de neige dépassant souvent 10^m d'épaisseur. C'est surtout près des arêtes culminantes que se trouvent les plus fortes épaisseurs.

La *fig.* 12 représente la coupe d'une crête rocheuse sur le flanc droit de laquelle sont échouées de vieilles neiges passées à l'état de névés. Sous l'action des vents régnants venant de la gauche, une couche *abf* de neige nouvelle, quelquefois terminée par un talus rapide tel que *bc*, vient se superposer aux névés.

Bien qu'à ces grandes hauteurs la fonte de la neige ne soit pas très active, quand

vient l'été la chaleur accomplit son œuvre et l'épaisseur de la neige nouvelle se réduit, mais il est très rare que cette neige disparaisse entièrement. Le plus ordinairement, elle reste après les chaleurs de l'été en couche assez épaisse. Elle est alors à l'état de névé. Mais, chose singulière, on dirait qu'elle s'est abîmée; car, au retour de l'hiver, la surface des nouveaux névés a repris à très peu près la posi-

Fig. 12.



tion *cd* qu'elle avait un an auparavant; et, en effet, les anciens névés se sont déprimés. Les crevasses, telles que *de*, que l'on rencontre d'habitude près du point culminant des plus hauts névés, et que les neiges de l'hiver précédent avaient comblées, se rouvrent en été et la masse de névés située en aval de la crevasse s'affaisse.

Ainsi chaque hiver ajoute aux hauts névés une couche nouvelle, sans que leur niveau s'élève jamais au delà d'une certaine limite.

Mouvement des glaciers. — La dépression des hauts névés paraît due à l'action continue de la pesanteur. C'est un glissement très lent qui les entraîne au fond des vallées occupées par les glaciers. C'est ainsi que la neige nouvelle des plus hautes cimes se change d'abord en névé, et, empilée en couches nombreuses, descend jusqu'à la limite des neiges perpétuelles, où elle apparaît de nouveau au jour à l'état de glace compacte. Ainsi s'alimentent les glaciers.

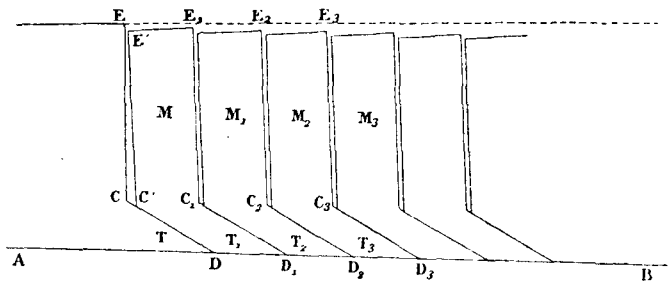
Mais dans ce long voyage accompli sous le voile des neiges perpétuelles, la masse des névés cesse d'être compacte; heurtée aux aspérités du chemin, elle se rompt d'abord près de son origine en donnant naissance aux crevasses telles que *de*, connues sous le nom de *crevasses de montagne;* un joint de glissement se dessine, et la poussée prend naissance.

La masse glacée chassée vers l'aval s'accumule aux passages difficiles; la profondeur de la couche de névés et de la glace sous-jacente devient telle, que ce que nous avons appelé le *solide minimum capable de produire la rupture* se réalise. Une nouvelle rupture se produit, et avec elle une nouvelle poussée s'ajoute à la poussée primitive. C'est surtout aux changements de pente du lit du glacier que les ruptures se manifestent. Le glacier se trouve ainsi divisé en un grand

nombre de tranches monolithes glissant chacune sur son joint de glissement et ayant chacune son mouvement propre. Chaque tranche exerce sur celle qu'elle suit une poussée qui lui est particulière et lui transmet en même temps la poussée des tranches qui la précèdent. Ainsi, des sommités les plus élevées des montagnes jusqu'au fond des vallées où les glaciers viennent déposer leurs moraines frontales, la pesanteur, par son action incessante sur tous les points de ces fleuves de glace, les achemine lentement vers l'aval.

Exemple du mouvement d'un glacier. — La *fig.* 13 donne un aperçu de la manière dont la poussée exerce et transmet son action d'une tranche à l'autre.

Fig. 13.



AB est le lit du glacier;

CE, C_1E_1, C_2E_2, C_3E_3,... sont les joints d'arrachement des grandes crevasses transversales;

CD, C_1D_1, C_2D_2, C_3D_3,... sont les joints de glissement sur lesquels les tranches M, M_1, M_2, M_3,... ont glissé et tendent encore à glisser;

T, T_1, T_2, T_3,... sont les talons de glace en contact avec le lit du glacier et sur lesquels le glissement des tranches s'opère;

M est la dernière tranche de glace détachée du massif supérieur restant à gauche;

CE est la crevasse profonde qui vient de s'ouvrir.

La tranche M glisse sur le talon T et vient buter contre le talon T_1 sur lequel la tranche M_1 a glissé antérieurement, et sur lequel elle peut glisser encore. La tranche M_1 continue à pousser le talon T_2 qui porte la tranche M_2. Cette dernière transmet à la suivante la pression résultant de son propre glissement sur le joint C_2D_2, ainsi que les pressions qu'exercent sur le talon qui la porte les tranches situées à sa gauche. Sous l'énorme pression qui s'accumule sur eux, les talons T, T_1, T_2, T_3,... sont broyés; et la glace brisée se plie, en les suivant, aux sinuosités du lit. C'est ainsi que, de proche en proche, la poussée, agissant d'un bout à l'autre du glacier, détermine et conduit sa marche vers l'aval.

Bruits occasionnés par la rupture d'un glacier. — On s'accorde généralement à attribuer à l'arrachement violent qui ouvre les crevasses ces détonations pareilles à celles d'une pièce d'artillerie, et si fréquentes, en été, sur les glaciers. Ces détonations sont suivies de sifflements sinistres qui font, dit-on, pâlir les guides les plus résolus. Ces sifflements sont d'autant plus surprenants qu'ils paraissent naître au sein du glacier et que cependant aucun souffle ne les accuse. Ils sont encore inexpliqués.

On pourrait peut-être trouver leur explication dans le mouvement de la tranche de glace détachée par la rupture. Reportons-nous à la figure précédente et considérons la tranche M aux deux instants qui précèdent et qui suivent la rupture bruyante du joint d'arrachement CE. Au premier de ces instants, les joints d'arrachement CE et de glissement CD sont encore fermés, bien que ce dernier joint soit déjà préparé. Au second instant, le joint d'arrachement s'ouvre de bas en haut; la tranche M descend sur le joint de glissement CD; en même temps son angle C vient en C′, et son angle E en E′; et ainsi que nous l'avons vu précédemment, la tranche penche vers la gauche. Dans cette situation, l'angle E′ peut se trouver très rapproché de la paroi CE et ne laisser à la surface du glacier qu'une fente très étroite. C'est ainsi, en effet, que se présentent tout d'abord les crevasses à la surface des glaciers.

Mais au-dessous de l'angle E′ un vide subit E′CC′ s'est produit par la séparation violente des deux faces du joint d'arrachement. Ce vide n'est peut-être pas bien large dans la partie basse; mais, comme le joint d'arrachement dans les grandes ruptures transversales n'a pas moins de 100^m de profondeur, le vide peut devenir assez considérable pour que l'air, qui ne peut y entrer que par l'étroite fente supérieure, produise en s'y précipitant le sifflement qui épouvante les guides des Alpes. L'air étant absorbé par le vide, aucun souffle extérieur ne peut accuser le sifflement.

Si ce vide privé d'air existe pendant l'instant qui suit la rupture, ce qui, en raison de la compacité de la glace dans les profondeurs des glaciers, est très probable, c'est que la pesanteur aura dû surmonter pour rompre le glacier non seulement la cohésion qui lie entre elles les deux parois du joint d'arrachement, mais encore la pression atmosphérique qui s'oppose à leur écartement. C'est là une résistance nouvelle dont nous n'avons pas tenu compte dans nos calculs et sur laquelle nous reviendrons plus loin dans la justification de l'hypothèse qui sert de base à notre théorie du mouvement des glaciers.

Glaciers en pente. — Jusqu'à présent les calculs dont nous avons donné les principaux résultats n'ont eu pour objet qu'un glacier limité à un plan horizontal. Une disposition pareille est une exception qui ne se rencontre que très rarement dans la nature. Ce n'est guère que dans les glaciers qui prennent naissance

sur de hauts plateaux que des parties horizontales pourraient se rencontrer. Le plus ordinairement, les glaciers se forment sur des surfaces très inclinées; et c'est dans cette situation que la première rupture se produit.

Sans rien changer à l'hypothèse fondamentale de notre théorie, nous avons introduit dans de nouveaux calculs, dont nous allons indiquer rapidement les principaux résultats, la condition nouvelle d'une pente superficielle du glacier.

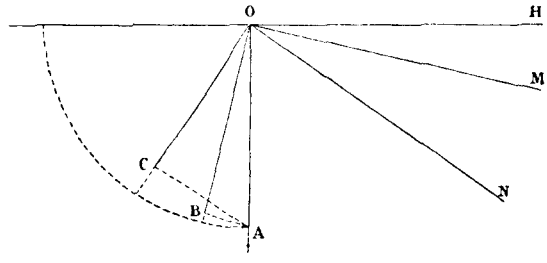
On pouvait présumer que la position plus ou moins inclinée d'un corps solide ne saurait changer profondément les résultats de l'action de la pesanteur sur ce corps; c'est, en effet, ce qui a lieu pour les glaciers.

L'introduction de la pente superficielle dans l'expression algébrique qui exprime l'équilibre entre la cohésion de la glace et la pesanteur, et qui représente en même temps la courbe de rupture du glacier, n'a d'autre effet que de rendre les calculs un peu plus compliqués. Les résultats généraux restent les mêmes.

Parallèle entre un glacier horizontal et un glacier en pente. — La courbe de rupture est semblable à la courbe de rupture du glacier horizontal. Elle est semblablement placée à l'intérieur du glacier. Elle a aussi une asymptote qui n'est autre que la ligne droite suivant laquelle les névés en pente se rompent.

La rupture du glacier en pente se fait, comme dans le glacier horizontal, suivant deux joints, l'un de glissement, l'autre d'arrachement. Ce dernier est perpendiculaire à la ligne de pente du glacier. La profondeur du joint d'arrachement du glacier en pente est liée à la profondeur du joint d'arrachement du glacier horizontal par une loi très simple représentée sur la *fig.* 14.

Fig. 14.



OH est une horizontale;

OM, ON sont deux lignes de pente;

OA est la profondeur du joint d'arrachement d'un glacier horizontal.

On mène OB, OC respectivement perpendiculaires à OM, ON. Si, du point A, on abaisse sur OB, OC des perpendiculaires AB, AC, les profondeurs des joints d'arrachement correspondant aux pentes OM, ON seront respectivement OB, OC.

Après la rupture du glacier en pente, la poussée se produit comme dans le glacier horizontal. Elle est égale à la fois, abstraction faite du frottement sur le joint de glissement, à la cohésion du joint d'arrachement et à la somme, estimée

parallèlement à la ligne de pente, des actions élémentaires qui ont vaincu la cohésion le long du joint de glissement, ou, en d'autres termes, égale à la composante du poids du solide minimum parallèle à la pente du glacier.

On a vu par la figure qui précède que, dans le glacier en pente, le joint d'arrachement est, à cohésion égale, moins profond que dans le glacier horizontal. Le solide minimum dont le poids, estimé parallèlement à la ligne de pente, doit détruire la cohésion du joint d'arrachement sera donc plus petit dans le glacier en pente que dans le glacier horizontal. Le glacier en pente se débitera, par conséquent, en tranches moins épaisses que le glacier horizontal. Enfin, la poussée, qui est égale à la cohésion du joint d'arrachement, sera moindre dans le glacier en pente que dans le glacier horizontal. Cela veut dire, en dernière analyse, que la profondeur d'un même glacier variera suivant la pente et qu'elle augmentera à mesure que la pente diminuera. Nous verrons plus loin comment une augmentation de profondeur peut se produire.

L'apport annuel des neiges qui alimentent un glacier est variable; le débit du glacier, c'est-à-dire le volume de glace qui, dans une année, passe sur un même point du lit, est également variable; mais, pour un même débit, la vitesse moyenne du glacier augmentera sur les pentes rapides, elle diminuera sur les pentes adoucies.

Dans le glacier horizontal, on obtient facilement, par le calcul, la profondeur du point de la courbe de rupture correspondant au point le plus bas du solide minimum. L'épaisseur de ce solide s'obtient ensuite par une construction graphique qui se substitue avec avantage à de longs calculs et dont nous avons donné la méthode dans l'exemple numérique dont les principaux résultats sont cités plus haut.

Dans le glacier en pente, c'est par une construction graphique analogue qu'il conviendra de chercher le point le plus bas du solide minimum et l'épaisseur de ce solide. Cette construction graphique est basée sur la même méthode que dans le glacier horizontal, mais elle est plus laborieuse. Nous nous bornons à indiquer la possibilité de ces constructions, tant pour le glacier horizontal que pour le glacier en pente. Elles n'ont guère qu'un caractère spéculatif et ne pourraient être utiles qu'à ceux qui voudraient déterminer la profondeur approximative d'un glacier.

Analogie du glacier horizontal et des glaciers en pente. — Il ne nous paraît pas utile de pousser plus loin l'étude du mouvement du glacier en pente. Il suffit d'avoir montré, dans le parallèle rapide que nous venons d'esquisser, l'analogie complète du glacier en pente et du glacier horizontal, et comment les mêmes causes produisent les mêmes effets; notamment que les courbes de rupture sont de même espèce; que, dans l'un et l'autre cas, la rupture se produit suivant deux

joints, l'un de glissement, l'autre d'arrachement; que la poussée exercée par une tranche de glace sur la tranche détachée avant elle est égale à la cohésion qui liait entre elles les deux faces du joint d'arrachement, et qu'enfin la poussée est la cause unique du mouvement des glaciers.

Résumé des principales propositions de la théorie du mouvement des glaciers. — La théorie du mouvement des glaciers que nous venons d'exposer consiste en quelques propositions principales très simples, qui peuvent se résumer comme il suit :

1° Hypothèse fondamentale sur la constitution des glaciers, empruntée à ce fait expérimental qu'un glacier n'est, de sa surface à son lit, qu'une masse de névés à divers états de condensation.

L'état de condensation est proportionnel à la pression verticale supportée par chaque grumeau de névé. La cohésion qui lie entre eux les grumeaux de névé est proportionnelle à la multiplicité des contacts produits par la pression verticale et, par conséquent, proportionnelle à cette pression.

2° La rupture des glaciers est due à l'action unique de la pesanteur.

3° Dans la lutte entre la cohésion et la pesanteur, deux effets consécutifs se produisent : le premier consiste dans la détermination et la réalisation d'un joint courbe dit *joint de rupture* ou *de glissement* sur lequel la masse détachée repose prête à glisser; le second consiste dans l'ouverture d'un joint droit dit *joint d'arrachement*. Ce joint est normal à la ligne de pente du glacier.

4° Le solide minimum capable de produire la rupture est celui d'une tranche de glace reposant sur le joint de glissement et dont le poids, estimé parallèlement à la ligne de pente du glacier, est égal à la cohésion du joint d'arrachement.

5° La tranche de glace détachée par la rupture exerce, sur les tranches détachées avant elle, une poussée parallèle à la ligne de pente du glacier et qui est égale à la fois, abstraction faite du frottement sur le joint de glissement, à la cohésion du joint d'arrachement et au poids de la tranche elle-même, estimé parallèlement à la ligne de pente du glacier.

6° La poussée est proportionnelle au carré de la profondeur du joint d'arrachement.

7° La poussée, qui n'existait pas avant la rupture, prend naissance à l'instant même où la rupture éclate. Émanée de la pesanteur, dont elle n'est que la représentation dans une direction déterminée, la poussée est la cause directe du mouvement des glaciers.

De nombreuses propositions secondaires, dont la démonstration est faite au cours de l'exposé de notre théorie du mouvement des glaciers, pourraient trouver place ici. Il ne nous paraît pas utile de les résumer; on les retrouvera d'ailleurs dans les applications de la théorie qui font l'objet du Chapitre suivant.

CHAPITRE V.

APPLICATIONS DE LA THÉORIE DU MOUVEMENT DES GLACIERS.

Causes d'arrêt de la marche des glaciers. — Si l'on considère que chaque tranche détachée du glacier possède, par la faculté qu'elle a de glisser sur son joint de rupture, une tendance à se précipiter vers l'aval; qu'indépendamment de cette tendance qui lui est propre elle est poussée par l'ensemble des tranches qui la précèdent en amont, on est porté à examiner comment il se fait que le mouvement des glaciers vers l'aval soit si lent.

Peut-on supposer que l'espèce de clivage formé par le joint de rupture cesse de fonctionner comme surface de glissement, et que, sous l'influence du regel, les deux parois de ce joint se ressoudent? Il peut bien en être ainsi sur quelques points; mais il faudrait, pour que la soudure fût générale et complète, que les causes qui ont déterminé la rupture cessassent d'agir ou perdissent de leur efficacité. Il semble évident que, tant que les conditions diverses sous l'empire desquelles la rupture s'est produite subsisteront avec la même intensité, le glissement sur le joint de rupture et la poussée, effets de la rupture, subsisteront également; car, si pendant un seul instant les surfaces en contact au joint de glissement venaient à se souder, les causes de la rupture agissant au même instant et avec la même énergie qu'au moment où elles l'ont déterminée la produiraient de nouveau.

On peut remarquer, d'ailleurs, que chaque crevasse est le réservoir naturel dans lequel les eaux provenant soit de la fonte superficielle de la glace et des névés, soit des pluies, viennent en partie se réunir; ces eaux aboutissent au joint de rupture situé au fond de chaque crevasse, en lubrifient les parois, et leur constante présence suffirait au besoin pour empêcher la soudure de ces parois. S'il en était autrement, si les joints de rupture se soudaient, il n'y aurait plus de poussée d'une tranche sur la tranche d'aval, le glacier ne formerait plus qu'un bloc unique, immense, échoué sur un lit rocheux, sinueux, hérissé d'aspérités, et dont la pente, très faible sur bien des points, est incompatible avec toute idée de glissement. A peine né, le mouvement de chaque tranche détachée du massif glacé supérieur s'arrêterait, et le glacier, soudé à son lit, fondrait sur place sans progresser sensiblement vers l'aval.

Il faut donc que la poussée agisse constamment; qu'elle soit désormais considérée comme cause principale de mouvement et que chaque tranche conserve son mouvement propre. Ce mouvement peut être ralenti, mais il ne cesse pas; c'est ce que l'expérience confirme. Que, parmi les lenteurs de ce mouvement, des ruptures nouvelles se produisent, en raison des accidents du lit et des changements de pente, rien ne s'y oppose; il n'est pas, en effet, nécessaire que la masse glacée dont nous étudions la rupture soit en repos pour que des ruptures nouvelles se produisent : elles peuvent éclater pendant que le glacier est en marche.

Changement de forme aux défilés. — Il faut remarquer que chaque tranche est séparée de celle qui la précède et de celle qui la suit par de longues et profondes crevasses; elle n'a donc avec celles-ci que des zones de contact très étroites si on les compare à la hauteur des tranches. Ces zones sont situées dans les profondeurs du glacier, et c'est sur elles que s'exerce l'énorme poussée dont nous avons donné la valeur dans un cas particulier.

On a vu que, dans ce cas particulier, la pression par mètre courant de crevasse est de 43 200 tonnes. Or la courbe de rupture d'une tranche rencontre la face amont de la tranche d'aval sous un angle aigu; c'est donc par une arête vive et dans les profondeurs du glacier que la poussée d'une tranche sur la suivante s'exercera tout d'abord. Il y aura nécessairement écrasement de l'arête au moment de la rupture; puis, la zone de contact s'élargissant dans le sens de la hauteur, la poussée se transmettra régulièrement.

Si, dans le cas particulier que nous examinons, la zone de contact atteint une hauteur de 5^{m}, la poussée de 43 200 tonnes par mètre courant sera de 8640 tonnes par mètre carré ou de 864^{kg} par centimètre carré, c'est-à-dire d'environ 86^{atm}. C'est bien plus qu'il n'en faut pour que la glace brisée pressée dans un moule suive tous les contours de ce moule et en prenne la forme.

La poussée exercée par une tranche sur la suivante est constante; elle se transmet aux appuis de cette dernière sur le lit rocheux qui la porte, et, comme la superficie de ces appuis n'est, en général, qu'une faible partie de l'épaisseur de la tranche, il faut nécessairement en déduire que la pression exercée par la poussée sur ces appuis augmente en raison inverse de leur superficie. La pression peut donc acquérir, suivant la superficie des appuis, des proportions telles que la glace ne saurait y résister. Elle se brisera donc et, la poussée aidant, elle se pliera aux formes du lit.

Ainsi peuvent être franchis les défilés les plus étroits, ainsi que les ressauts et contre-pentes qui se rencontrent dans le profil en long des vallées au fond desquelles coulent les glaciers. Les points bas résultant des contre-pentes sont plus tard remplis soit par des terres apportées par les eaux, soit par l'eau elle-même, et, dans ce dernier cas, ils deviennent des lacs.

Recherche de la profondeur d'un glacier. — Supposons maintenant que, par des expériences répétées sur la compression des névés, on ait réalisé de la glace glaciaire aux divers degrés de consistance qu'elle acquiert naturellement dans les glaciers; supposons, en outre, que, par des expériences inverses sur de la glace glaciaire prise, pour éviter les désagrégations accidentelles de superficie, un peu au-dessous de la surface des glaciers, on ait déterminé les degrés de cohésion correspondant aux pressions exercées pour obtenir la glace glaciaire, on voit qu'il sera facile de déduire de ces expériences les deux principales données que nous avons employées dans la recherche de la courbe de rupture des glaciers, savoir :

La hauteur de la colonne de glace glaciaire nécessaire pour produire, par sa pression, la cohésion de la glace à la surface des glaciers;

Le rapport de la cohésion à la pression.

On sait que la cohésion de la glace varie avec la température. A la surface des glaciers, la cohésion varie avec les saisons : elle est plus forte en hiver qu'en été. Il suffira que les expériences permettent de déterminer les deux données principales dans les limites entre lesquelles varie la cohésion des glaciers de l'Europe centrale. Ce sont, en effet, à peu près les seuls qui, depuis près de deux siècles, aient été l'objet des études des savants.

Si l'on voulait étudier les glaciers des hautes latitudes, on devrait étendre les expériences jusqu'aux environs de la limite $\frac{1}{2}$ du rapport de la cohésion à la pression, passé laquelle les glaciers ne se rompent pas. Ce n'est que dans le nord-ouest du Groenland ou à de très grandes hauteurs dans les régions tempérées que l'on pourrait espérer de trouver de semblables glaciers, car il faut en même temps et la basse température et la profondeur qui en est la conséquence.

Dans les plus grands glaciers de la Suisse, la permanence des basses températures nécessaires pour réaliser une grande cohésion de la glace n'est pas suffisante : l'influence de l'été s'y fait trop sentir; aussi tous ces glaciers sont-ils rompus, et l'on ne doit pas s'attendre à y trouver de grandes profondeurs de glace.

On a vainement tenté, jusqu'à présent, de connaître cette profondeur. Des sondages exécutés sur la Mer de glace par MM. Tyndall et Hint ont permis de constater qu'à 50^{m} environ de profondeur on ne trouvait pas le fond du glacier. Ces mêmes expérimentateurs rapportent que, d'après d'autres sondages, on n'aurait pas trouvé le fond à 105^{m}.

Il est peu probable que l'on parvienne jamais à mesurer directement la profondeur de la Mer de glace en jetant une sonde dans les crevasses de ce glacier; car, si notre théorie de la rupture des glaciers n'est pas trop en contradiction avec ce qui se passe dans la nature, au fond de chaque crevasse la sonde sera arrêtée par le joint de rupture sur lequel la tranche située en aval de la crevasse effectue son glissement.

Mais, si, au moyen des expériences dont nous venons de parler, on détermine d'avance le rapport moyen de la cohésion à la pression pour la Mer de glace et la hauteur de la colonne de glace capable de produire à la surface du glacier la cohésion que l'observation aura permis d'y constater, l'expression algébrique de la profondeur du joint d'arrachement donnera la profondeur de ce joint. Et, si l'on opère sur la plus grande valeur du rapport de la cohésion à la pression, qui correspond aux crevasses ouvertes en hiver, et qui sont les plus profondes, on aura une première donnée sur la profondeur de la Mer de glace. Cette première donnée pourra être facilement contrôlée par des sondages dans les crevasses les plus profondes.

Si l'on veut aller plus loin et calculer jusqu'à quelle profondeur pénètre le solide minimum capable de produire la rupture du glacier, il faudra construire la courbe de rupture (en employant la donnée déjà trouvée pour la profondeur du joint d'arrachement), en suivant les indications données pour la construction graphique de cette courbe, dans les calculs qui terminent cette étude, pour le cas du glacier horizontal comme pour le cas du glacier en pente.

On arrivera ainsi à connaître la profondeur du point le plus bas du solide minimum. Cette profondeur est, dans notre opinion, la profondeur très approchée du glacier au point où la rupture commence à se dessiner.

Variations de la profondeur d'un glacier. — La profondeur du joint d'arrachement dans les glaciers en pente diminue à mesure que la pente augmente. Le glacier sera donc d'autant moins profond et les tranches détachées par la rupture d'autant moins épaisses que la pente du glacier sera plus forte.

Tant que la pente sous l'influence de laquelle la rupture s'est faite se continuera, les tranches de glace descendront vers l'aval sans tendance à se diviser ni à se joindre. Mais si, par exemple, à la forte pente connue sous le nom de *cascade du Géant* succède la pente relativement faible de la Mer de glace, les conditions de rupture, qui, dans notre opinion, sont les conditions de la continuité du mouvement, changeront à partir du pied de la cascade; la profondeur du joint d'arrachement augmentera; l'épaisseur du solide minimum capable de produire la rupture augmentera en même temps. Il doit donc s'établir, au changement de pente, un nouveau régime dans lequel deux ou un plus grand nombre de tranches détachées pendant la descente sur la forte pente se soudent pour ne former qu'une tranche unique sur la pente affaiblie. Les tranches seront plus épaisses et le glacier plus profond à la Mer de glace qu'à la cascade du Géant.

Limites des crevasses. — Il est facile de voir, en se reportant à l'expression algébrique qui donne la profondeur du joint d'arrachement, que cette profondeur augmente si le rapport de la cohésion à la pression, restant toujours inférieur à

sa limite $\frac{1}{2}$, se rapproche de cette limite, et que l'inverse a lieu si ce rapport diminue. L'expression algébrique qui donne la profondeur du point le plus bas du solide minimum donne des valeurs qui suivent la même loi. Cette remarque permet d'expliquer pourquoi, lorsqu'une crevasse se produit, il est rare qu'elle atteigne les deux rives du glacier.

Si, en effet, la cohésion de la glace se trouve assez diminuée pour qu'une rupture se produise, il faut que le solide minimum capable de vaincre la cohésion du joint d'arrachement puisse se déterminer dans la masse glacée qui tend à se détacher; il faut, par conséquent, que les profondeurs du joint d'arrachement et du point le plus bas du solide minimum correspondantes à la valeur atteinte par le rapport de la cohésion à la pression puissent se réaliser sans toucher au lit rocheux du glacier. Il résulte de là qu'au point où le point le plus bas du solide minimum atteindra le lit du glacier, la crevasse transversale s'arrêtera.

Crevasses transversales. — Examinons maintenant les diverses variétés de crevasses qui peuvent se produire par la rupture d'un glacier.

Lorsque, sous l'action combinée de la pesanteur et de l'insuffisance de la cohésion de la glace, une crevasse transversale s'est déclarée, c'est que la cohésion est assez diminuée, ou que la charge par l'apport annuel des neiges est assez augmentée, pour que le solide minimum puisse se réaliser. Ce solide sera déterminé, et la rupture éclatera lorsque le point le plus bas du solide émergera du lit du glacier.

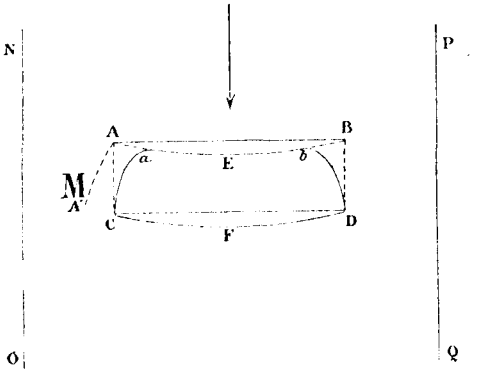
C'est donc à l'aplomb du point le plus bas du lit du glacier que la rupture éclatera. Elle donnera naissance à une crevasse transversale.

Examinons de plus près cette crevasse et ses prolongements.

NO et PQ (*fig.* 15) sont les bords d'un glacier;

AB est la crevasse transversale qui vient de s'ouvrir;

Fig. 15.



CD est la crevasse ouverte antérieurement.

La tranche ABCD est assise sur son joint de glissement. Le pied lui manque;

elle reste suspendue par ses deux bras aux parties AC et BD du glacier confinant aux bords et adhérentes encore à sa partie située en amont.

La crevasse AB tend donc à s'élargir vers son milieu, et la tranche à prendre la forme AEBCFD; mais, pour que cette forme infléchie et plus longue se réalisât, il faudrait que la glace pût céder à un effort tendant à produire la flexion, ce qu'elle ne fait que dans une très faible mesure, et, d'un autre côté, qu'elle pût s'allonger, ce qu'elle fait plus difficilement encore. Une cassure est donc inévitable. La cassure se fera vers les extrémités où la tranche est moins profonde; elle ira donc de A vers C, d'un côté, et de B vers D, de l'autre. Mais quelle sera sa direction précise? C'est ce que nous allons examiner.

Crevasses latérales. — Considérons ce qui se passe autour du point A.

Si la crevasse AB s'arrête en A, c'est que le solide minimum ABCD, capable de produire la rupture, a pu se déterminer dans la partie profonde du glacier, sans que son pied vînt heurter le lit solide du glacier. Aux points A, C, près du bord du glacier, le fond du lit se relève en talus, souvent très rapide; la glace y est moins épaisse, et le solide minimum qui a pu se réaliser en A ne peut plus se placer entre ce point et le bord voisin du glacier où l'épaisseur de la glace va sans cesse en diminuant. L'effet direct de l'action qui a déterminé la crevasse AB s'arrête donc à la ligne AC, mais cette action n'en existe pas moins à l'état virtuel pour la masse comprise entre la ligne AC et le bord du glacier.

Il ne reste alors, pouvant être suivie d'effet, que la tension exercée par la tranche ACFE sur la masse restée à gauche de AC. Le joint d'arrachement qui tend à s'ouvrir sous cette tension sera normal à la direction de la tension et peut être représenté par une courbe telle que AA′, normale aux courbes AE, CF.

Mais il est rare que, dans les mouvements naturels du genre de celui que nous examinons, les formes pures de la géométrie soient exactement suivies. Il est donc probable que l'angle saillant en A sera arrondi, et qu'à la ligne géométrique EAC se substituera la courbe E*a*C, très voisine de la normale AA′. Une rupture analogue *b*D se produira vers le point B à l'extrémité opposée de la tranche.

Dans l'ordre naturel des choses, c'est la crevasse transversale AB qui doit s'ouvrir la première : les prolongements *a*C, *b*D qui en sont la conséquence ne doivent se propager qu'après ; mais, lorsque des phénomènes du genre de celui que nous examinons sont sur le point de se manifester, c'est qu'un travail de disjonction s'est au préalable préparé dans la masse, ainsi qu'on l'aperçoit dans les grands éboulements terreux; et, lorsque le moment suprême est venu, la rupture transversale et les ruptures latérales éclatent presque en même temps. Ainsi prennent naissance les ruptures latérales *a*C, *b*D.

Lorsque la tranche C*ab*D s'est détachée, les causes qui ont amené sa séparation

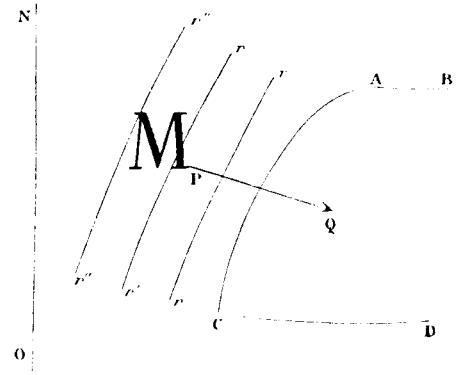
agissant toujours sur la masse glacée restée en amont, un travail intérieur tendant à la séparation d'une nouvelle tranche se poursuit sans interruption; mais alors les masses de glace qui séparent les joints d'arrachement *a*C et *b*D des bords du glacier deviennent un obstacle à la séparation de la nouvelle tranche; elles sont comprimées de *a* vers C et de *b* vers D. Il est probable que cette pression, dont on trouve des traces sur les bords des glaciers, n'est pas étrangère à la dislocation de ces masses de glace et à la formation des crevasses marginales, dont nous allons indiquer le mode de formation.

Crevasses marginales. — Supposons maintenant que la tranche C*a*E*b*D est complètement détachée et entraînée vers l'aval, et examinons comment devront se débiter les masses restées à gauche et à droite des ruptures *a*C et *b*D.

Il est évident que, aussi longtemps que le degré de cohésion de la glace qui n'a pas permis à la crevasse AB de dépasser à gauche le point A et à droite le point B se maintiendra, la masse M située à gauche de la rupture *a*C restera debout. Mais si, sous l'influence de l'été, la cohésion diminue, les hauteurs du solide minimum capable de produire la rupture diminueront en même temps, et les tranches marginales détachées par la rupture seront de moins en moins épaisses.

La masse M restée suspendue sur le versant de la vallée tend à se précipiter vers le fond, en suivant la ligne de plus grande pente du versant. Cette ligne est celle qui résulterait de l'intersection du versant avec un plan qui, passant par

Fig. 16.



une horizontale de la surface du glacier, serait normal à la ligne de pente de la vallée. Cette ligne est représentée en projection horizontale par la flèche PQ (*fig.* 16).

Si AB est la trace du plan du joint d'arrachement sur un plan horizontal lequel joint est normal à la ligne de pente du glacier, l'angle des directions AB, PQ sera d'autant plus grand que la pente du glacier sera plus forte.

Les joints d'arrachement *rr*, *r'r'*, *r''r''* qui s'ouvriront successivement dans la masse M seront normaux à la direction de la flèche PQ et seront d'autant plus rapprochés les uns des autres que la diminution de la cohésion de la glace fera plus de progrès. C'est surtout en été que ces phénomènes se produiront.

Ainsi paraît pouvoir s'expliquer le nombre de ces crevasses dirigées vers l'amont que l'on a observées sur les bords des glaciers. Ces crevasses multiples sont désignées sous le nom de *crevasses marginales*. Comprises entre deux crevasses transversales principales, telles que *ab* et CD (*fig.* 15), elles ne dépassent pas les points *a*C, d'un côté, et *b*D, de l'autre, et la tranche *ab*CD, fissurée sur ses bords, peut rester intacte pendant quelque temps entre les ruptures initiales *a*C, *b*D; mais elle ne tardera pas elle-même à se rompre, comme nous le verrons tout à l'heure.

Nous avions déjà fait entrevoir un ordre de priorité dans la formation des crevasses; cet ordre se trouve ici maintenu. Ce sont les grandes crevasses transversales qui doivent s'ouvrir les premières. Les crevasses latérales doivent suivre de très près les crevasses transversales, à moins, ce qui doit fréquemment arriver, qu'elles ne s'ouvrent un instant après. Les crevasses marginales ne s'ouvrent que plus tard, lorsque la diminution de la cohésion de la glace a fait de nouveaux progrès.

Fissures longitudinales. — Les tranches marginales dont le départ est retardé finiront donc, en tombant sur le joint d'arrachement *a*C, par s'incorporer de nouveau à la tranche principale *ab*CD, dont elles faisaient primitivement partie, et à s'associer à son mouvement vers l'aval.

Si le départ des tranches marginales est retardé, si une partie de l'été ou même une année s'écoule avant ce départ, il pourra arriver qu'une nouvelle tranche transversale ait pris la place de celle à laquelle elles appartenaient naturellement. Il y aura donc un glissement des tranches transversales contre les masses glacées immobilisées sur les bords du glacier. De là naîtront des fissures longitudinales, parallèles à la direction du mouvement vers l'aval de la partie médiane du glacier ; mais ces fissures resteront étroites et n'auront de commun avec les crevasses dues à la rupture du glacier que l'apparence. Les causes qui président à la formation de ces deux espèces de crevasses sont entièrement différentes.

Crevasses longitudinales. — L'expansion que prend la nappe d'un glacier lorsque, en sortant d'un étroit défilé, elle peut s'étaler sur le fond plat d'une large vallée est facile à expliquer. A la sortie du défilé, les côtés du fleuve glacé n'ont plus d'appuis ; ils tendent à tomber dans les bas côtés du lit élargi. Des ruptures parallèles à la direction générale du glacier se produisent, et le glacier s'élargit en s'aplatissant. Ainsi se produisent les crevasses longitudinales.

Vitesses relatives des diverses parties d'un glacier. Assimilation d'un glacier à un cours d'eau. — Parmi les observations si remarquables que M. Tyndall a recueillies dans son étude de la Mer de glace, il en est une qui mérite une attention spéciale : c'est celle qu'il a faite au pied du mont Tacul sur le glacier du Géant, à 300^{m} environ en amont du confluent de ce glacier avec celui de Léchaud, et de laquelle il a déduit que les couches supérieures d'un glacier marchent plus vite que la couche en contact avec le fond. Partant du fait reconnu que les bords du glacier, comme ceux d'une rivière, sont retardés dans leur marche par le frottement contre les rives, il assimile la marche du glacier à celle de la rivière. Or, dans un cours d'eau, la vitesse croît sans discontinuité du fond où elle a son minimum jusqu'à la surface où elle atteint son maximum. Mais alors comment se fait-il qu'il puisse se rencontrer au milieu même des glaciers, aux points où les différences des vitesses de fond et de surface doivent être plus accusées, des puits ou moulins de plus de 100^{m} de profondeur verticale, qui descendent vers l'aval sans s'incliner ni se déformer pendant plus d'une année ? Comment peut-on aussi voir s'y conserver de larges et profondes crevasses transversales qui progressent lentement vers l'aval, sans cesser d'être à peu près verticales et, par conséquent, animées de la même vitesse à la surface qu'au fond ? C'est ce que M. Tyndall, qui a certainement remarqué le phénomène, n'explique pas. L'assimilation que M. Tyndall et d'autres observateurs avant lui ont voulu établir entre la marche d'un glacier et celle d'une rivière n'est pas aussi complète qu'elle peut le paraître tout d'abord.

Courbure d'une crevasse transversale. — Nous reviendrons plus loin sur l'observation faite par M. Tyndall sur les vitesses de fond et de surface du glacier du Géant. Rappelons d'abord comment un glacier se divise en tranches et comment le mouvement de ces tranches se propage vers l'aval.

Quand une crevasse transversale s'ouvre dans un glacier, la tranche détachée descend et ne tarde pas à prendre, en général, une forme courbe que les crevasses entre lesquelles chaque tranche est comprise dessinent parfaitement sur la surface du glacier. C'est ordinairement dans la partie médiane, qui paraît être la plus profonde, que la crevasse transversale s'ouvre. Elle se propage ensuite vers les bords, qu'elle met plus ou moins de temps à atteindre, et qu'elle n'atteint pas toujours.

Nous attribuons la rupture du glacier à la diminution de cohésion produite par l'introduction de l'eau provenant de la fonte superficielle des névés dans la masse entière du glacier. Lorsque cette cause agit, elle pénètre le glacier tout entier jusque dans les joints les plus serrés des grains de névé dont sa masse est composée ; c'est une action générale qui s'étend de la surface du glacier jusqu'à son lit.

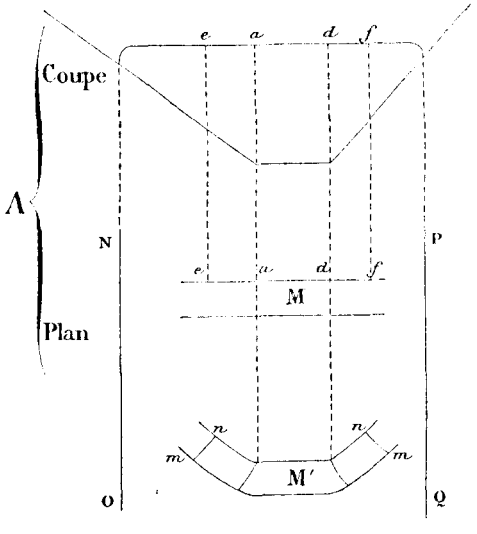
Il résulte de cette situation que, tant que le rapport de la cohésion à la pression restera assez grand pour que la hauteur du solide minimum capable de produire la rupture soit supérieure à la profondeur du glacier, il n'y aura pas rupture; et qu'au contraire la rupture deviendra possible lorsque, par la diminution progressive de la cohésion, le pied du solide minimum affleurera le lit du glacier.

La conséquence directe de cet état de choses est que le point théorique où la rupture doit commencer à la surface du glacier doit se trouver à l'aplomb du point le plus bas du lit.

Rapport de la courbure des crevasses avec la forme du lit. — La forme courbe que prennent les crevasses et les tranches de glace à mesure qu'elles s'éloignent du point où la rupture a commencé est en relation directe avec la forme du lit du glacier.

Considérons deux glaciers A et B, représentés chacun par une coupe transversale et un plan (*fig.* 17 et 18).

Fig. 17.



Le glacier A est engagé dans une gorge étroite en forme de V; le glacier B descend dans une vallée large à fond plat.

M est, dans l'un et l'autre glacier, la position de la tranche détachée au moment de la rupture.

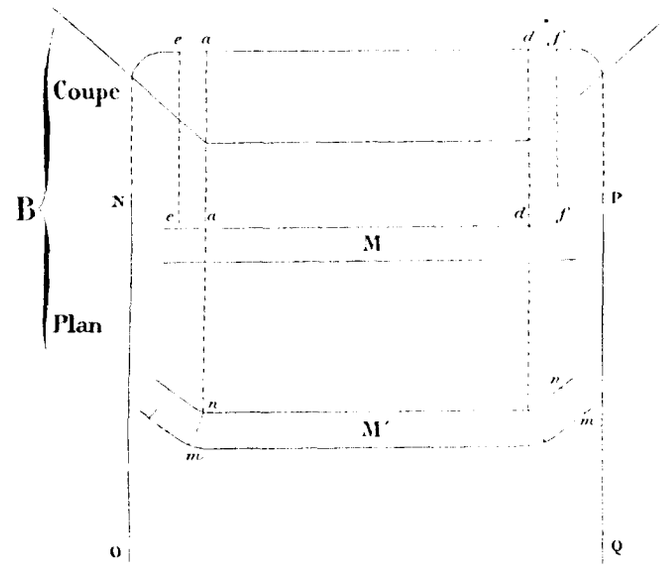
M' est la forme courbe prise par la tranche entraînée dans la descente.

Au moment de la rupture, la crevasse s'étend dans l'un et l'autre glacier de *a* à *d*; puis, la cohésion diminuant avec l'amélioration de la température, la crevasse se prolonge vers *e* et *f* et gagne ensuite les bords du glacier.

Dans la position M' où nous voyons plus tard la tranche, sa longueur a aug-

menté. Cet allongement n'a pu s'obtenir qu'à la condition que des ruptures successives, telles que *mn*, normales à la courbe qu'on peut se représenter comme l'axe longitudinal de la tranche, aient pu se produire. Ces ruptures, qu'on peut désigner sous le nom de *ruptures latérales*, sont du même genre que celles qui

Fig. 18.



donnent naissance aux crevasses transversales et aux crevasses marginales. Elles sont dues à la même cause.

La diminution de cohésion causée par les chaleurs de l'été n'a pas seulement pour effet d'ouvrir les crevasses latérales et les crevasses marginales. L'eau provenant de la fonte superficielle du glacier pénètre dans ses profondeurs ; elle va diminuer la cohésion jusqu'aux points les plus bas des tranches transversales, points où la poussée atteint sa plus grande intensité. En ces points marqués *a*, *d* dans les *fig.* 17 et 18, la glace, broyée, cède d'autant plus facilement à l'action permanente de la poussée. C'est ainsi que la partie médiane, où le glacier est le plus profond, descend plus rapidement que les bords.

Division des tranches en grands prismes. — La tranche se trouve ainsi divisée dans ses parois visibles en prismes quadrangulaires verticaux. Ces prismes énormes ne se touchent souvent que par les contours écrasés de leurs bases. Ils descendent côte à côte, animés de vitesses différentes qui vont en augmentant à partir des bords jusqu'à la partie la plus profonde du glacier, où elles ont leur plus grande intensité. Les prismes se heurtent quelquefois ; il y a alors écrasement de glace aux contacts.

Mouvement des glaciers vers l'aval. — Assujettis à se mouvoir sur les divers joints de rupture étagés de la tranche dont ils font partie, ces prismes touchent par leur base au lit même du glacier. Sous l'influence de la pression verticale et surtout de la poussée, la glace de leur base est broyée et, comme une substance pâteuse, elle heurte, en suivant leurs grandes sinuosités, le fond et les parois du lit. Ces grands prismes chassent donc sur leur base comme des colosses aux pieds d'argile.

Mais ce qu'il faut remarquer, c'est que le mouvement des glaciers, tel que nous venons de le décrire et tel qu'il paraît être à en juger seulement par les apparences de la surface, n'est rien moins que pareil à celui d'une nappe semi-fluide à laquelle les observateurs qui ont décrit les phénomènes des glaciers l'assimilent volontiers. La partie semi-fluide semble devoir n'exister que dans les profondeurs du glacier : c'est une couche d'épaisseur relativement faible qui tapisse le lit du glacier et nivelle ses aspérités. C'est sur cette couche que glisse une épaisse carapace solide, fendue dans tous les sens par des crevasses et fissures qui demeurent à peu près verticales. Dans le mouvement de translation vers l'aval, la couche semi-fluide, retardée en partie par les aspérités du chemin, est entraînée elle-même dans le mouvement par son adhérence à sa carapace.

On peut conclure de ce qui précède que, dans le mouvement d'un glacier vers l'aval, tous les points situés sous la même verticale sont animés de vitesses égales, au moins dans la partie solide du glacier. La partie solide du glacier comprend, dans toute leur profondeur, les divers solides minima qui, dans une même tranche transversale, ont été successivement déterminés et détachés par suite de la diminution de la cohésion.

Courbure transversale des glaciers. — On a remarqué que la surface des glaciers n'est pas plane. Une coupe transversale accuse généralement une forme bombée vers le milieu du glacier. L'intumescence médiane est flanquée de deux dépressions qui descendent vers les bords du glacier.

En signalant cet état de la surface des glaciers, M. Tyndall en recherche la cause et croit qu'elle réside dans l'action calorifique que les versants de la vallée exercent sur la glace. « En effet, dit M. Tyndall, les flancs de la montagne s'échauffent en été et ils fondent la glace qui les touche, ce qui détermine un abaissement en allant du centre vers les bords. »

Nous sommes porté à croire que cette explication n'est pas exacte, et que M. Tyndall donne à l'action réelle des versants de la vallée une portée qu'elle n'a pas.

L'action des versants peut s'exercer de deux manières : l'une souterraine par le contact avec la glace sur la partie des versants que la glace recouvre, l'autre

extérieure par le rayonnement ou la réverbération des roches échauffées par le soleil et qui émergent des bords du glacier.

De ces deux actions, la première ne paraît pas avoir de notables effets, car on a constaté que les glaciers n'ont avec leur lit que des contacts isolés, et que, sous ces contacts, le sol demeure gelé. Il est donc probable que, s'il y a affaissement sur ces contacts, ils ne doivent avoir qu'une faible importance. Si de semblables affaissements existaient sur les bords des glaciers, ils se traduiraient par des ruptures longitudinales parallèles aux bords. Il ne paraît pas que rien de pareil ait été jusqu'à présent constaté.

Quant à l'action extérieure, son existence ne saurait être révoquée en doute. Mais si l'on considère, d'une part, que l'échange de calorique entre deux corps en présence n'est appréciable qu'autant que la différence de leurs températures est considérable, que telle n'est pas la différence des températures de la glace et des roches voisines ; que, d'une autre part, le pouvoir rayonnant des roches chauffées par le soleil décroît en raison du carré de la distance de la roche à la glace ; qu'en fait la rimaie qui sépare les roches de la glace a rarement plus de 4^m à 5^m de largeur ; que cette largeur est en partie due au faible courant d'air chaud qui, nous paraît-il, descend par la rimaie sous le glacier, il semblera suffisamment démontré que l'action extérieure ne saurait s'étendre aux distances considérables auxquelles atteignent les dépressions superficielles des glaciers.

Diminution de la vitesse sur les bords des glaciers. — Ces dépressions ont donc une autre cause.

Considérons un glacier dans lequel une crevasse transversale AB vient de s'ouvrir. La crevasse détache une tranche ABCD (n° 1 de la *fig.* 19).

La tranche descend, suivie par d'autres, et prend la forme courbe indiquée au n° **2** du plan.

Supposons que, dans sa position initiale, les deux bords de la crevasse encore très rapprochés soient représentés par l'horizontale AB de la coupe transversale du glacier.

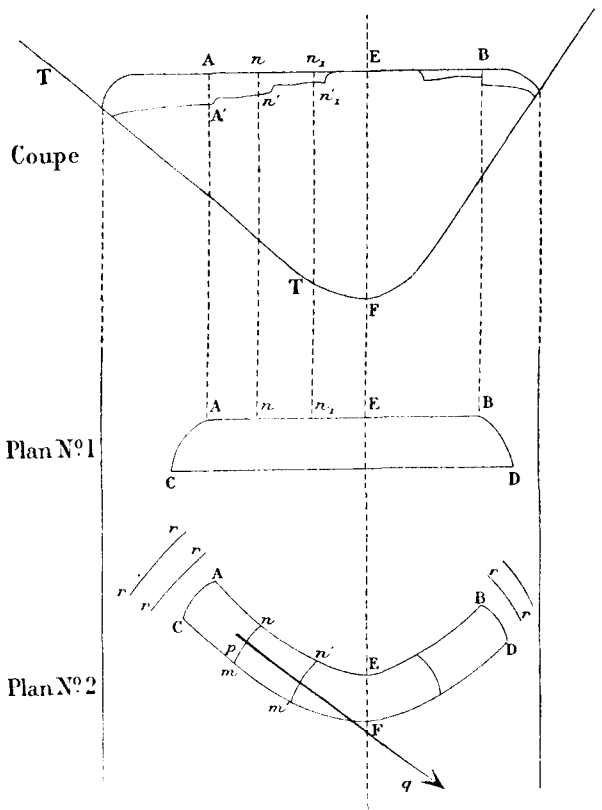
En passant de la position 1 à la position 2, la tranche AB s'allonge, et le glacier avec elle. Cet allongement ne peut être compensé que par une diminution de largeur et de hauteur.

Le solide minimum correspondant à la partie la plus profonde EF du glacier prend les devants ; il laisse en arrière les solides ACmn, mnn_1m_1, dont il se sépare par les crevasses mn, m_1n_1. Ces solides, placés sur le talus TT, tendent à descendre sur ce talus en fermant les crevasses qui les séparent et en suivant la direction oblique indiquée par la flèche pq. Cette descente les rapproche du thalweg de la vallée, et leur sommet prend les positions A$'n'$, $n'n'_1$ indiquées sur la coupe ; les tranches marginales r, r obéissant à la même loi suivent les solides dans leur

mouvement. Ainsi se trouve naturellement substituée à l'horizontale AB la ligne déprimée indiquée par les échelons $A'n'$, $n'n'_1$, n'_1E, ...; ainsi se trouvent expliquées les dépressions observées sur les bords des glaciers.

Remarquons que ces dépressions, qui s'étendent souvent loin des bords, sont une conséquence nécessaire du mouvement des glaciers et de la courbure que

Fig. 19.



prennent dans leur descente les tranches détachées par les crevasses transversales.

Thalweg d'un glacier. — Remarquons enfin que, si l'on veut mesurer la profondeur maximum d'un glacier, c'est sur la ligne de faîte marquée par les points E, F, qui correspondent au thalweg du lit, qu'il faudra la rechercher.

M. Tyndall a mesuré sur divers points la vitesse superficielle de la mer de glace. Il a trouvé que la vitesse va en augmentant depuis l'entrée du défilé de Trélaporte jusqu'au Montanvert. L'augmentation de la vitesse n'est pas la même sur tous les points d'une tranche transversale du glacier; nulle ou insignifiante sur les bords, elle s'accentue à mesure qu'on approche de la ligne médiane du glacier, où elle atteint son maximum.

Les vitesses maxima observées sont, par vingt-quatre heures :

	m
A Trélaporte	0,51
Aux Ponts	0,58
Au Montanvert	0,86

Donc le glacier s'allonge et c'est la partie médiane qui passe la première.

Si la théorie des dépressions latérales que nous venons d'exposer est exacte, la ligne des points dont la vitesse est maximum doit coïncider à très peu près avec la ligne de faîte EF qui, dans notre opinion, correspond au thalweg du lit du glacier.

L'accroissement de la vitesse de la veine médiane a pour conséquence nécessaire l'accroissement des dépressions latérales. Ces dépressions doivent donc être plus marquées au Montanvert qu'aux Ponts et plus marquées aussi, mais dans une moindre proportion, aux Ponts qu'à Trélaporte. Ces résultats de notre explication des dépressions latérales sont faciles à constater. Il nous suffira probablement d'appeler l'attention des observateurs sur ce point important du mouvement des glaciers, pour provoquer de leur part des mesures précises.

Débit d'un glacier. — Les variations de la vitesse avec laquelle s'opère la descente d'un glacier paraissent liées à la fois, pour un même débit, à la pente superficielle du glacier, à la profondeur de la couche de glace et à la largeur et à la pente du lit.

Il est difficile, dans l'état actuel de nos connaissances sur les glaciers, d'établir avec une précision suffisante les relations analytiques qui lient entre elles les données variables de la question du débit d'un glacier ; mais on peut prendre sur un espace convenablement choisi la vitesse de divers points de la surface, la pente superficielle et la largeur du glacier. Nous avons indiqué le moyen de calculer la profondeur maximum de la couche de glace au point où une crevasse transversale vient d'éclater ; et bien que la forme du lit à droite et à gauche de ce point ne soit pas connue et qu'elle ne puisse qu'être présumée, on peut espérer d'obtenir avec une approximation suffisante le débit d'un glacier.

Le résultat d'une première opération peut, d'ailleurs, être contrôlé par d'autres opérations du même genre sur divers points du glacier.

Observations de M. Tyndall sur les vitesses de fond et de surface. — Revenons maintenant à l'observation des vitesses de fond et de surface faite par M. Tyndall sur le glacier du Géant, au pied du mont Tacul. L'observation était difficile et dangereuse. L'observateur, que nous supposons muni d'un théodolite, était placé sur la pente escarpée de la montagne, à 300^{m} environ en amont du confluent du glacier du Géant avec celui de Léchaud ; il avait en face de lui et très

près une muraille de glace d'environ 46^m de hauteur; il y fixa trois piquets ; l'un à $1^m,20$ au-dessus du sol, le deuxième à $9^m,50$ au-dessus du premier, et le troisième au sommet de la falaise glacée à 35^m au-dessus du deuxième.

De l'observation faite par M. Tyndall, il résulte que les vitesses des piquets par vingt-quatre heures sont :

	m
Piquet inférieur	0,067
» intermédiaire	0,114
» supérieur	0,152

Les vitesses relatives ou, si l'on veut, les différences de vitesse d'un piquet à l'autre sont :

Du piquet inférieur au piquet intermédiaire, pour $9^m,50$ de différence de hauteur, de...	$0^m,047$
Du piquet intermédiaire au piquet supérieur, pour 35^m de différence de hauteur, de....	$0^m,038$

Cette dernière différence, eu égard à la hauteur considérable de 35^m à laquelle elle s'applique, est tellement faible que l'on est en droit de se demander si elle est bien réelle.

Discussion des observations de M. Tyndall. — M. Tyndall n'a pas décrit les moyens qu'il a employés pour mesurer les déplacements des piquets; il n'a pas donné non plus la durée de son observation. Cette lacune dans la relation de M. Tyndall est d'autant plus à regretter qu'on ne peut maintenant y suppléer. Si l'observation n'a duré que quelques heures, quatre heures, par exemple, sur vingt-quatre, la différence des vitesses des piquets intermédiaire et supérieur n'a pu porter que sur des longueurs de 6^{mm} à 7^{mm}. Comment mesurer à distance de pareilles longueurs? Si, à une constatation faite un jour, a succédé une constatation faite le lendemain, vingt-quatre heures après, l'instrument, si c'est un théodolite, a été déplacé; et qui peut assurer qu'à l'une et l'autre observation la lunette s'est trouvée exactement dans le même plan? Ceux à qui le maniement du théodolite est familier savent combien il est difficile d'obtenir la parfaite horizontalité de l'axe autour duquel la lunette de visée tourne et ensuite la certitude que l'axe optique de cette lunette ne décrit pas un cône, au lieu de se mouvoir dans un plan vertical comme il devrait le faire. Que ce plan ne soit qu'à très peu près vertical, cela importe peu lorsque les objets à viser s'écartent peu de l'horizon de l'observateur; mais, si les distances angulaires au-dessus ou au-dessous de cet horizon sont considérables, de notables erreurs peuvent être commises.

Or il faut ne pas oublier que l'observateur devait se trouver très près de la falaise de glace, et que, pour viser successivement le piquet intermédiaire et le piquet supérieur, séparés par une hauteur de 35^m, il était dans l'obligation de

faire décrire à l'axe optique de sa lunette un angle vertical considérable. La plus petite différence entre les positions du théodolite, du jour au lendemain, pouvait donc produire, dans l'appréciation des positions relatives des piquets, de notables erreurs. Et si, comme il s'est rencontré sur le bord du glacier du Géant, les différences des vitesses, notamment pour les piquets intermédiaire et supérieur, sont au plus de $0^m,038$ par vingt-quatre heures, ne peut-on pas douter de la réalité de ces différences? Le piquet intermédiaire, assez voisin du fond, n'était-il pas encore soumis à l'influence des inégalités du lit? C'est ce qu'on ne saurait dire. On peut regretter que M. Tyndall n'ait pas renouvelé son observation, et surtout qu'il ait laissé un si grand intervalle entre le piquet intermédiaire et le piquet supérieur, sans y établir des repères dont il aurait mesuré la vitesse.

L'observation était difficile et dangereuse; M. Tyndall le dit lui-même. Les amis de la Science doivent se montrer reconnaissants de ce qu'il a tenté.

Influence possible d'une crevasse marginale. — Il y a cependant une circonstance dans laquelle ces différences de vitesse pourraient exister : c'est celle où, par suite du jeu d'une crevasse marginale voisine du piquet supérieur, ce piquet, se trouvant sur une tranche marginale, serait obliquement entraîné vers l'aval en tombant en même temps vers le milieu du glacier, sans que le piquet intermédiaire, resté en dehors de la tranche marginale, participât au mouvement de celle-ci.

Si un pareil état de choses existait au moment de l'observation de M. Tyndall, il ne serait nullement en désaccord avec ce que nous avons dit sur la décomposition du glacier en grands prismes solides entraînés avec des vitesses variées vers l'aval; mais on ne saurait voir là une assimilation avec le mouvement d'un cours d'eau, où, de la surface au fond, chaque molécule est indépendante de sa voisine et possède, à raison de sa position dans le milieu où elle se meut, une vitesse qui lui est propre.

En regardant de plus près les résultats de l'intéressante observation de M. Tyndall, il est à remarquer que la vitesse du piquet inférieur, qui n'est qu'à $1^m,20$ au-dessus du fond, doit être à très peu près celle de la glace en contact avec le lit du glacier; car, à l'inverse des liquides, dont les molécules en contact avec le lit le mouillent, le pénètrent et y perdent presque complètement leur vitesse, la glace ne mouille pas son lit; elle y glisse avec une vitesse comparable à celle de la surface et en suit les sinuosités en s'y modelant, sans cesser d'être solide.

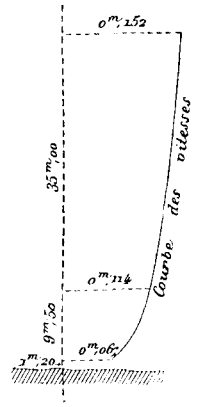
La vitesse de la glace au contact du lit serait donc, dans l'observation de M. Tyndall, représentée par $0^m,067$.

On peut remarquer ensuite que du piquet inférieur au piquet intermédiaire, pour une différence de hauteur de $9^m,50$, la différence des vitesses est de $0^m,047$, c'est-à-dire qu'elle augmente de $0^m,005$ par chaque mètre de hauteur, tandis que

du piquet intermédiaire au piquet supérieur, pour une différence de hauteur de 35^m, la différence des vitesses n'est que de $0^m,038$, c'est-à-dire qu'elle n'augmente que de $0^m,001$ par chaque mètre de hauteur. Il est donc permis de supposer que la résistance du lit se fait encore sentir à la hauteur du piquet intermédiaire.

Quoi qu'il en soit, nous avons établi la courbe des vitesses sur les données de M. Tyndall. Les hauteurs (*fig.* 20) y sont représentées à raison de $0^m,001$ par mètre; les distances horizontales indiquant les vitesses sont représentées à une échelle cent fois plus forte que celle des hauteurs, soit $0^m,10$ par mètre.

Fig. 20.



Cette courbe se rapproche beaucoup de celles qu'affecte l'eau coulant dans un canal rectiligne à parois lisses. Ces courbes ont, en effet, pour caractère général que, si l'on considère la vitesse au fond comme nulle, les filets liquides situés à $0^m,10$ au-dessus du fond possèdent déjà des trois quarts aux cinq sixièmes de la vitesse moyenne du courant.

Malgré cette analogie, dont on nous saura gré d'avoir précisé le caractère, tant qu'il ne sera pas démontré que les crevasses, dont les parois s'obstinent à rester verticales, s'inclinent la gueule vers l'aval pour obéir à la loi des vitesses de l'eau dans un canal, nous croirons devoir persister dans la pensée que les grands monolithes en lesquels la carapace solide des glaciers se subdivise descendent chacun tout d'une pièce vers l'aval, et que la faible couche de glace ramollie sur laquelle ils glissent obéit seule à la loi du mouvement des liquides.

Encore faut-il ajouter que la vitesse au contact du lit, au lieu d'être nulle ou à peu près, comme dans les cours d'eau, est une très notable partie de la vitesse de la surface.

Réduite à ces proportions, l'assimilation poétique du mouvement d'un glacier à celui d'un fleuve peut encore être conservée. On se souvient que l'idée de cette assimilation, émise par M. Rendu, ne fut suggérée à son auteur que par les apparences du mouvement superficiel des glaciers, et principalement parce que la partie médiane avançait plus vite que les bords. Le phénomène se vérifie tous les jours : nous en avons donné l'explication.

On peut néanmoins regretter, et nous regrettons plus que personne que M. Tyndall n'ait pas jugé à propos de renouveler sur d'autres points une observation de laquelle résultaient de si faibles écarts entre la vitesse de surface et la vitesse à une grande profondeur. On peut également regretter qu'aucun des explorateurs scientifiques qui ont visité la Mer de-glace n'ait essayé de refaire l'expérience de M. Tyndall au pied du mont Tacul.

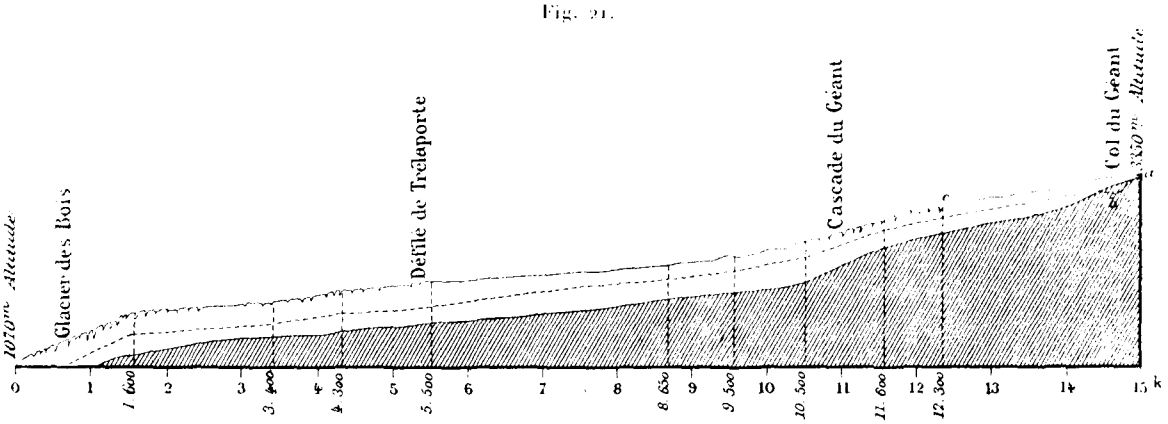
Nous n'avons vu ni la Suisse ni ses glaciers. Ne connaissant ces derniers que par les descriptions que divers explorateurs en ont données, nous ne pouvons, à notre grand regret, apporter aucune donnée expérimentale pour éclairer la question depuis si longtemps débattue de la marche des glaciers; mais il nous est permis d'espérer que d'autres, plus heureux, profitant des aperçus que nous venons d'ouvrir sur cette question, pourront en préparer la solution complète.

La contradiction manifeste qui existe entre l'observation de M. Tyndall et nos déductions, basées sur la théorie de la rupture des glaciers, nous impose le devoir de rechercher, en admettant l'exactitude de l'observation, si des circonstances particulières ne peuvent pas, dans certains cas, se prêter à la réalisation du phénomène observé par M. Tyndall. Nous reviendrons tout à l'heure sur cet objet, en examinant les vitesses observées sur divers points de la Mer de glace.

Profil en long de la Mer de glace. — Dans une conférence de M. Helmholtz, relatée dans le livre de M. Tyndall sur les glaciers, le savant professeur de Heidelberg présente à ses auditeurs une coupe longitudinale de la Mer de glace. La coupe s'étend du pied du glacier des Bois, extrémité inférieure de la Mer de glace, au col du Géant, extrémité supérieure du glacier du Géant qui est le principal tributaire de ce fleuve glacé qu'on appelle la *Mer de glace*. Cette coupe longitudinale ou profil en long est le résultat des nivellements de M. Forbes.

Si cette coupe, qui paraît rapportée à l'échelle de 1^{m} pour 100^{km}, et dont nous reproduisons un calque (*fig.* 21), est exacte, on peut y distinguer dans la pente

Fig. 21.



Profil en long de la Mer de glace et du glacier du Géant.

superficielle du glacier de très notables variations. Les pentes les plus fortes sont l'une à la chute du glacier des Bois, l'autre à la cascade du Géant.

En comptant les distances à partir du pied du glacier des Bois, à raison d'un centimètre par kilomètre, la chute du glacier des Bois est comprise entre les points 0^{m} et 1600^{m}. La cascade du Géant est comprise entre les points $10\,500^{m}$ et

11600^{m}. D'autres pentes, moins marquées, se rencontrent dans la longueur du glacier; nous en examinerons quelques-unes tout à l'heure.

Si les dentelures marquées sur le profil en long du glacier représentent fidèlement l'état des lieux, on peut remarquer qu'à la cascade du Géant les dentelures se dessinent dans la pente assez uniforme qui commence au col du Géant et se termine au sommet de la cascade. Les dentelures, marquées par la largeur sans cesse grandissante des crevasses à mesure qu'on approche de la chute, commencent à 600^{m} environ en amont de la chute. Comment ces crevasses pourraient-elles s'élargir si chaque tranche de glace comprise entre deux crevasses consécutives n'avait, indépendamment du mouvement général du glacier, un mouvement propre?

Mouvement propre des tranches. — Il faut donc que chaque tranche soit portée sur une base ou talon qui reçoit directement la pression et l'impulsion des tranches d'amont, et que la tranche glisse elle-même sur ce talon suivant un joint de rupture analogue à celui dont l'application de l'analyse à la mécanique des glaciers nous a révélé l'existence.

Des dentelures analogues à celles qui précèdent la cascade du Géant se reproduisent sur 800^{m} environ en amont de la chute du glacier des Bois, entre les points 1700^{m} et 2500^{m} du profil en long. Dans cette partie, comme en amont de la cascade du Géant, les dentelures se manifestent sur une pente à très peu près uniforme qui commence au point 3700^{m} du profil en long et se termine au point 1700^{m}. Ici encore, les tranches de glace qui séparent les crevasses sont animées d'une vitesse qui est la somme de la vitesse générale du glacier et de celle résultant de leur glissement sur leur propre joint de rupture.

Forme du lit à la naissance des glaciers. — Dans le profil en long présenté par M. Helmholtz, le lit du glacier est dessiné sous une forme hypothétique, car la profondeur du glacier est inconnue. M. Helmholtz croit que cette profondeur est supérieure à 350 pieds anglais ou 106^{m} environ : c'est la limite des sondages connus. Nous avons donné le moyen de calculer approximativement cette profondeur. Il n'est pas utile d'y revenir. Nous ferons sur la profondeur indiquée au profil en long une première remarque : M. Helmholtz, peut-être d'après M. Forbes, suppose qu'au col même du Géant la pente superficielle du glacier et celle du lit se rejoignent sous un angle très aigu. Il n'est pas impossible qu'il en soit ainsi, mais c'est peu probable.

A la hauteur d'environ 3350^{m} où se trouve le col du Géant, l'apport annuel des neiges est supérieur à la fonte. Les neiges passées à l'état de névés, sur lesquels le vent n'a pas de prise, doivent donc s'y accumuler, et, si néanmoins, comme au col du Géant, elles restent rasées suivant la pente indiquée au profil en long,

c'est qu'elles descendent sur place sinon verticalement, du moins sur un sol très raide et semblable à un escarpement. Le col du Géant se présenterait donc du côté du glacier auquel il donne son nom sous la forme d'un escarpement terminé à sa partie supérieure par une arête vive; c'est ce que nous avons indiqué sur le profil en long par la ligne *abc*. S'il en est réellement ainsi, il doit se trouver à proximité du col une crevasse transversale qui sera la marque certaine d'une grande profondeur de névé. Ces crevasses, incessamment comblées par les chutes de neige, très fréquentes à de pareilles altitudes, sont souvent difficiles à constater; mais le mouvement des névés vers l'aval est la marque certaine de leur existence. Ces crevasses initiales sont désignées sous le nom de *crevasses de montagne*.

L'escarpement que l'on trouve ordinairement à la naissance des glaciers ne paraît pas avoir précédé le glacier; il semble plutôt dû à l'érosion que le glacier exerce sans cesse sur les terrains qu'il recouvre, et dont nous avons plus haut signalé des exemples.

Nouvel examen des vitesses observées par M. Tyndall au glacier du Géant. — Les expériences, par lesquelles M. Tyndall a constaté les vitesses sur divers points de la Mer de glace et du glacier du Géant, méritent une attention particulière. Examinons d'abord les vitesses du glacier du Géant.

M. Tyndall a mesuré ces vitesses en trois points compris entre le pied de la cascade et la jonction des glaciers de Léchaud et du Talèfre. Dans cette partie, la largeur du glacier du Géant est à peu près constante, et le glacier descend librement et sans obstacles apparents.

Les trois stations d'observation étaient séparées par des intervalles de 498^m de la station supérieure n° 1 à la station intermédiaire n° 2, et de 445^m de la station n° 2 à la station la plus basse n° 3.

Les vitesses observées sur la ligne médiane du glacier furent, par vingt-quatre heures :

	En pouces anglais.	En mètres.
	p	m
Station n° 1	20,55	0,52
» n° 2	15,43	0,40
» n° 3	12,75	0,32

M. Tyndall interprète les résultats de son observation en assimilant le glacier du Géant à un piston qui se raccourcit sous une pression venant du côté d'amont et agissant dans le sens de sa longueur.

Le raccourcissement est de $0^m,20$ par jour. Au bout d'un an, il serait de 73^m environ. Cela suppose que, sur toute la longueur de 943^m embrassée par l'observation de M. Tyndall, il existe, dans le glacier, des crevasses aussi larges que nombreuses, et que leur largeur cumulée se réduit de 73^m par an. C'est comme

si, à chaque treize mètres de longueur, il se trouvait une crevasse transversale et que la largeur de cette crevasse diminuât d'un mètre par an. De semblables crevasses existent-elles? C'est ce que nous ignorons.

Diminution de la vitesse. — Que, par suite des écrasements produits par la poussée, la largeur d'une crevasse, dans son voyage de l'amont à l'aval, vienne à diminuer, rien n'y contredit; mais de ce qui semble possible, à la réduction de $0^m,20$ par jour observée par M. Tyndall sur la longueur de 943^m du glacier du Géant, il y a loin et tout au moins place pour un examen critique. C'est cet examen que nous allons faire. Rappelons qu'à la station n° 3 M. Tyndall a observé une vitesse, par vingt-quatre heures, de $0^m,32$.

M. Tyndall a également observé qu'au glacier de Léchaud, un peu en amont de sa jonction avec celui du Géant, la vitesse, par jour, est de $0^m,23$.

A la jonction des deux glaciers, leur vitesse, qui va sans cesse en diminuant, doit être inférieure à $0^m,23$.

Supposons cependant que cette vitesse reste constante et de $0^m,23$ par jour.

Entre la station n° 3 et la jonction avec le glacier de Léchaud, la vitesse moyenne sera d'au plus $\frac{0^m,32 + 0^m,23}{2} = 0^m,27$ par jour. La portion du glacier du Géant comprise entre les stations n°s 1 et 3, étant séparée de la jonction avec le Léchaud par une distance d'environ 2000^m, mettra donc vingt ans au moins pour arriver au Léchaud.

D'un autre côté, la partie du glacier comprise entre la station n° 3, où la vitesse, par jour, est de $0^m,32$, et la jonction avec le Léchaud, où la vitesse serait au plus de $0^m,23$, subit, par jour, un raccourcissement d'au moins $0^m,09$, ce qui revient à un raccourcissement moyen, par jour et par kilomètre de glacier, d'au moins $0^m,04$.

La longueur initiale de la partie du glacier comprise entre les stations n°s 1 et 3 étant de 943^m, cette partie du glacier engagée entre la station n° 3 et la jonction avec le Léchaud descendra en subissant, par jour, une réduction de longueur marquée par $0^m,04 \times 0,943 = 0^m,03772$, et, comme elle mettra vingt ans à descendre, elle arriverait au Léchaud avec une réduction de longueur de $20 \times 365 \times 0^m,03772 = 273^m,21$, en nombre rond, 273^m.

La partie du glacier comprise entre les stations n°s 1 et 3 arriverait donc à la jonction avec le glacier de Léchaud avec une réduction de $\frac{273}{943}$ ou 29 pour 100 environ de sa longueur, ce qui supposerait 29 pour 100 de vides entre les deux stations n°s 1 et 3. Une pareille réduction est-elle possible?

Deux causes peuvent y contribuer : 1° l'expulsion, sous une forte pression, des bulles d'air et de l'eau interposées entre les grumeaux de névés qui constituent la glace glaciaire; 2° la diminution de la largeur des crevasses produites par la rupture du glacier.

Si l'on considère que la réduction de longueur constatée par M. Tyndall s'opère entre le pied de la cascade du Géant et le défilé de Trélaporte, on ne peut s'empêcher de remarquer que, à la cascade du Géant, dont la chute est d'environ 150^{m}, les tranches transversales du glacier empilées les unes sur les autres supportent, au pied de la chute, une pression telle que les globules d'air emprisonnés entre les grumeaux de la glace glaciaire ne pourraient que s'échapper au dehors en glissant à travers les interstices des grumeaux.

On peut donc admettre que la glace qui part du pied de la cascade est arrivée à un degré de densité tel que les pressions qu'elle supporte dans son trajet vers le défilé ne sauraient l'augmenter. La réduction de longueur du piston imaginé par M. Tyndall ne paraît donc pas pouvoir être attribuée à une réduction du volume de la glace glaciaire.

La diminution de la largeur des crevasses serait une cause plus probable, si une constitution du glacier entre la cascade et le défilé, dans laquelle la largeur des crevasses atteindrait $\frac{29}{71}$ ou 41 pour 100 de l'épaisseur des tranches, pouvait exister.

Il n'est pas nécessaire d'avoir vu le glacier du Géant pour reconnaître que la partie la plus condensée de ce glacier doit se trouver à l'entrée du défilé de Trélaporte. C'est là, entre la cascade et le défilé, que la pente superficielle du glacier est le plus faible. Elle est uniforme et au plus de 0^{m},09 par mètre. Cependant, comme le glacier descend, il faut qu'il y ait rupture et, par conséquent, des crevasses. La condition nécessaire du mouvement vers l'aval est que, au pied de l'amoncellement de tranches brisées qui constitue l'escalier gigantesque de la cascade ou au sommet de cet escalier, un nouveau système de ruptures transversales prenne naissance.

De semblables ruptures existent, en effet, au sommet de la cascade et peuvent, en amoncelant les tranches sur la pente rapide de la cascade, créer, à partir du pied de la chute, une poussée suffisante pour se faire sentir jusqu'au défilé de Trélaporte. Nous ne saurions dire s'il y a de nouvelles ruptures au pied de la cascade. Si, dans cet état de choses, la profondeur du lit entre la cascade et le défilé restait constante, la vitesse du glacier serait également constante; constante aussi serait la largeur des crevasses s'il en existe, quelle que fût, d'ailleurs, la largeur de ces crevasses au départ. Il est à présumer que la largeur de ces crevasses est très faible au départ, et qu'elle n'augmenterait pas en route dans le cas du mouvement uniforme; car cette augmentation n'est pas une condition nécessaire du mouvement, elle est seulement le signe d'une augmentation de la vitesse.

Profondeur croissante du lit. — Loin d'augmenter, la vitesse diminue. La pente et la largeur du glacier restant constantes, il faut nécessairement, pour l'unifor-

mité du débit, que la profondeur du lit augmentât en raison inverse de la vitesse. Et, comme la vitesse diminue jusqu'à l'entrée du défilé de Trélaporte où se joignent les trois glaciers principaux du Talèfre, de Léchaud et du Géant, pour former la Mer de glace, on est fondé à conclure que c'est en ce point que les trois glaciers réunis atteignent leur plus grande profondeur. Cette profondeur doit être d'autant plus considérable que la largeur des glaciers subit une réduction énorme. La largeur des glaciers du Talèfre et du Géant est réduite de moitié; celle du glacier de Léchaud, qui est comprimé entre les deux autres et occupe probablement le thalweg de la Mer de glace, est réduite au dixième.

L'étroit défilé de Trélaporte agit sur les trois glaciers comme un puissant laminoir.

Thalweg de la Mer de glace. — En aval de Trélaporte, la pente superficielle s'accroît, la vitesse également, sans que la largeur augmente. Les crevasses reparaissent et s'élargissent. L'aire de la section transversale du glacier diminue en raison inverse de l'augmentation de la vitesse. Le fond du lit du glacier se relève donc jusqu'au point 4300^{m} du profil en long, à partir duquel la pente superficielle du glacier augmente rapidement. Il doit donc se trouver entre ce point et la sortie de Trélaporte un seuil relativement élevé que le glacier franchit. Et, si, dans la suite des temps, la Mer de glace vient à disparaître, il est probable qu'elle laissera à sa place un lac allongé, dont la plus grande profondeur sera vers Trélaporte, et le déversoir vers le seuil dont nous venons de reconnaître l'existence.

A défaut du lac, le lit atterri sera en pente très faible entre ces deux mêmes points. De pareils accidents, on le sait, ne sont pas rares dans les lits des glaciers disparus.

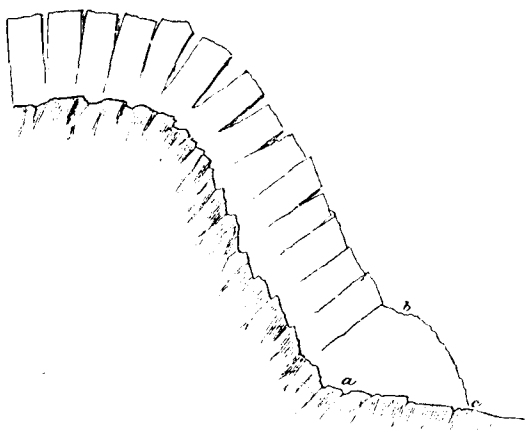
De la discussion qui précède, il résulte qu'à la forme hypothétique donnée par M. Helmholtz au thalweg de la Mer de glace et du glacier du Géant, représenté sur notre dessin par la ligne pleine, il y a lieu de substituer la forme rationnelle indiquée par la ligne pointillée.

Régime exceptionnel du glacier du Géant entre la cascade et Trélaporte. — Si l'on veut bien admettre, d'après la discussion qui précède, que, du pied de la cascade du Géant au défilé de Trélaporte, la profondeur du glacier va en augmentant, il nous restera à examiner, pour terminer cette étude restreinte de quelques points de la Mer de glace, comment le régime existant entre la cascade du Géant et le défilé de Trélaporte a pu s'établir.

Reportons-nous par la pensée à l'époque inconnue où les premières tranches du glacier du Géant se précipitèrent du haut de la cascade. Un amoncellement d'énormes débris ne tarda pas à s'entasser au pied de la cascade. Le glacier fournissant toujours de nouvelles tranches, les débris inférieurs de l'immense

amas, agglomérés par la pression sans cesse accrue, se condensèrent, puis se dérobèrent à la pression en glissant, et formèrent à la base de l'amas un premier bourrelet *abc* (*fig.* 22).

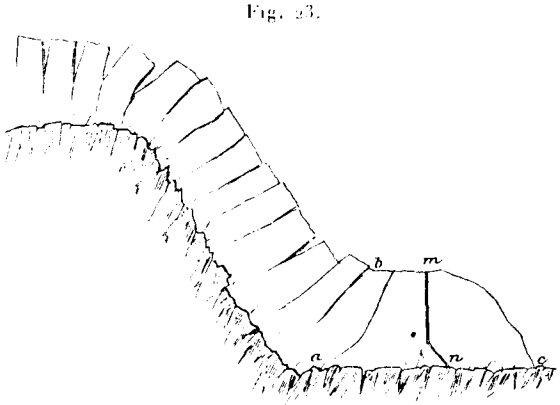
Fig. 22.



Sous l'action persistante qui le produit, ce bourrelet augmente d'épaisseur en même temps que son pied *c* progresse vers l'aval.

En même temps, la masse broyée qui le compose, saisie par le regel, tend à devenir monolithe. La descente du bourrelet semble devoir trouver, dans la forme rugueuse et variable du lit, un obstacle insurmontable. Cependant l'épaisseur verticale ou, si l'on veut, la profondeur du bourrelet augmentant sans cesse, un moment arrive où cette profondeur devient telle que, les conditions de pente et de cohésion de la glace nécessaires à la réalisation du solide minimum se trouvant atteintes, une rupture *mn* a lieu (*fig.* 23). Une première tranche de glace se

Fig. 23.



détache du bourrelet et fait un pas vers l'aval. Le bourrelet s'avançant toujours, une nouvelle rupture se produit dans des conditions analogues à la première; une seconde tranche se détache, qui pousse la première, puis une troisième qui

pousse les deux premières, et la marche régulière du glacier interrompue par la cascade reprend vers l'aval.

Tant que la pente et la largeur du lit sont uniformes, uniforme est aussi le mouvement du glacier. Les tranches d'égale épaisseur sont séparées par des crevasses d'égale largeur. Ce régime a pu s'établir ainsi jusqu'à la rencontre du glacier de Léchaud. Là, le lit se rétrécit. Les premières tranches de glace commencent à subir une espèce de laminage; leur forme s'altère; leur centre continue à descendre; les ailes retardées se replient en arrière sur la veine centrale, mais ce mouvement de concentration des ailes ne peut s'accomplir qu'en retardant la marche des ailes des tranches d'amont. Il y a donc diminution de vitesse à l'entrée du rétrécissement. Le mouvement cessera d'être uniforme.

Cette diminution de vitesse se transmet de proche en proche vers l'amont, et son premier effet sera de rapprocher les tranches les unes des autres en diminuant progressivement la largeur des crevasses qui les séparent. Les tranches les plus basses déjà engagées dans le rétrécissement pourront même arriver au contact dans toute leur hauteur, sans que cette hauteur, et, par suite, la pente superficielle du glacier qui, dans le cas du mouvement uniforme est parallèle au lit, soit altérée.

Mais, si, au moment du contact des tranches d'aval, ces tranches ne sont pas encore arrivées au défilé de Trélaporte, où le rétrécissement atteint son maximum, il faudra, pour que le mouvement de progression vers l'aval se continue, que les contacts des tranches se multiplient vers l'amont. Alors, au lieu de se transmettre par le pied des tranches, la poussée de l'amont à l'aval se transmet par toute l'étendue du joint de rupture, y compris le joint d'arrachement.

Chaque tranche recevra donc la poussée des tranches d'amont par toute sa surface postérieure; un écrasement des tranches se produira sous cette pression, et leur épaisseur diminuera. Le fond et les côtés du lit du glacier étant fixes, la diminution de l'épaisseur des tranches ne pourra avoir lieu qu'autant que les tranches s'étendront de bas en haut. Cette extension des tranches dans le sens vertical atteindra sa limite au point où le rétrécissement est à son maximum, c'est-à-dire au défilé de Trélaporte. L'extension verticale des tranches diminuera en remontant le glacier en même temps que la pression qui la produit.

Si, comme nous l'avons tout d'abord supposé, le régime initial du glacier entre la cascade et le défilé est uniforme, ce qui suppose que la pente superficielle du glacier est uniforme et parallèle au lit, ce parallélisme sera troublé par l'aplatissement des tranches qui a pour résultat leur extension de bas en haut. La pente superficielle va diminuer et cesser d'être parallèle au lit. La profondeur du glacier ira donc en augmentant, à mesure qu'on approchera du défilé.

Le débit du glacier restant constant, la vitesse diminuera, à mesure que la profondeur augmentera.

L'analogie du phénomène que nous décrivons avec le remous d'un courant liquide qui passe d'un lit large à un lit rétréci est facile à saisir. Dans l'un et l'autre cas, le rétrécissement du lit est précédé d'une diminution de la vitesse et d'une augmentation de la profondeur : l'analogie est évidente. Il semble donc prouvé que le point où le glacier du Géant atteint sa plus grande profondeur est à l'entrée du défilé de Trélaporte. Cette conclusion s'applique aux glaciers de Léchaud et du Talèfre, c'est-à-dire à la Mer de glace elle-même.

La pente superficielle du glacier du Géant paraît uniforme entre le pied de la cascade et le défilé de Trélaporte. Cela semble indiquer que le remous remonte jusqu'au pied de la cascade, et que, s'il y a de nouvelles ruptures transversales près de ce point, les crevasses auxquelles elles donnent lieu ne sauraient acquérir une grande largeur. Cette largeur doit diminuer à mesure qu'on descend vers Trélaporte, et les crevasses ne doivent pas tarder à disparaître.

Mouvement des couches supérieures du glacier du Géant en amont de Trélaporte. — C'est ici le moment d'examiner si l'état singulier que présente le glacier du Géant, en amont du défilé de Trélaporte, ne pourrait pas donner une explication rationnelle du fait anormal que M. Tyndall a observé sur ce glacier et qu'il a généralisé, en disant que les couches supérieures d'un glacier marchent plus vite que les couches inférieures.

Supposons, pour un instant, qu'il y ait des crevasses transversales entre le pied de la cascade du Géant et l'entrée du défilé de Trélaporte, les crevasses iront en diminuant de largeur à mesure qu'on se rapprochera du défilé. S'il est vrai que depuis le pied du mont Tacul, station où M. Tyndall a constaté le phénomène qui nous préoccupe, jusqu'au défilé, la largeur des crevasses est assez diminuée pour que de nombreux contacts s'établissent sur la hauteur du joint d'arrachement qui sépare deux tranches de glace consécutives ; s'il est vrai que, sous l'influence de ces contacts multipliés, les tranches de glace s'aplatissent en s'allongeant de bas en haut, il semble évident que de pareils effets ne peuvent qu'être le résultat des poussées accumulées depuis le pied de la cascade jusqu'au point où les tranches comprimées et allongées par le haut se soudent l'une à l'autre.

Tant que le glacier s'étale librement dans son lit, les tranches déjà soudées ne sont soumises qu'aux poussées accumulées venant de l'amont; elles descendent sans trop se déformer et sans grands obstacles. Mais, avant d'arriver au laminoir de Trélaporte, le glacier du Géant rencontre celui de Léchaud. Il en reçoit une pression latérale qui diminue sa largeur de moitié. Dans la rencontre, la largeur du glacier de Léchaud se réduit au dixième. Que deviennent, dans cette action réciproque, les tranches des deux glaciers ? Il est difficile d'apercevoir les effets de cette action sur le glacier de Léchaud. Ils sont au contraire très visibles sur le glacier du Géant. Les bandes terreuses qui traversent d'un bord à

l'autre ce glacier, et dont nous indiquerons plus loin l'origine, se présentent à l'entrée de Trélaporte sous la forme de V de plus en plus allongés. La compression latérale est manifeste : le laminage commence. La pression agit non seulement de l'amont à l'aval, mais encore sur les côtés du glacier. Sous ces pressions combinées, la masse glacée se brise incessamment de sa base à son sommet; mais, incessamment solidifiée par le regel, elle s'avance lentement vers le défilé.

Une conséquence remarquable et facile à vérifier résulte de cette situation : c'est qu'à mesure qu'on s'approche du défilé de Trélaporte, les crevasses transversales, s'il y en a, devenues de plus en plus étroites, doivent finir par disparaître.

S'il en est ainsi, il doit se trouver immédiatement en amont du défilé de Trélaporte une grande masse compacte de glace composée par la jonction intime d'un grand nombre de tranches transversales. Que devient alors le joint de glissement de chaque tranche ? Que devient la poussée de chaque tranche, si le joint de glissement a disparu ?

L'existence de la masse de tranches agglomérées prouve que la cohésion de la glace est vaincue jusqu'aux plus profondes couches du glacier. D'un autre côté, l'aplatissement continu des tranches, qui a pour résultat de donner au glacier l'apparence d'une immense masse solide sans crevasses profondes, montre que, dans l'épaisseur d'une même tranche, la cohésion, incessamment reconstituée par le regel, est incessamment vaincue par les poussées venant d'amont.

Dans cet état, la masse agglomérée offre, de sa base à sa surface, les caractères de ductilité que possède la couche de glace sur laquelle descend, en l'entraînant avec elle, la carapace solide des tranches isolées. Dans une masse semblable, la conservation des joints de glissement ne paraît plus nécessaire. La masse peut se mouvoir sous la pression des poussées accumulées en amont. Elle est incessamment rompue par la pesanteur, écrasée par la poussée et maintenue solide par le regel. C'est une masse ductile qui, sous l'apparence extérieure des solides, descend sur un lit incliné.

Si ce lit était régulier et parfaitement calibré, on comprend que la masse glisserait en se déformant lentement, et sans grandes ruptures, aux sinuosités du lit; mais il n'en est pas ainsi : le lit est irrégulier, hérissé de puissantes aspérités. Des ruptures locales dans le voisinage de ces points résistants paraissent inévitables. Les crevasses auxquelles ces ruptures donnent naissance peuvent ne pas atteindre des largeurs notables et disparaître rapidement. Mais le fait seul de la rupture implique l'existence du joint de glissement et, par conséquent, de la poussée, cause incessante du mouvement.

Il doit donc se produire dans la vaste masse de glace compacte située en amont de Trélaporte de fréquents craquements, sans que les crevasses qui en sont la conséquence restent visibles.

Au moment où, sous l'action des poussées accumulées en amont, la cohésion est vaincue, la masse composée de grumeaux de glace isolés subit la loi des fluides pesants. On comprend qu'alors, sous l'action de la pesanteur, les couches supérieures, sollicitées par la pente, puissent glisser sur les couches inférieures à la manière des liquides. Ainsi peut se manifester le phénomène observé par M. Tyndall. Et ce qui serait impossible avec de grandes tranches transversales descendant comme de grands monolithes verticaux, n'ayant entre eux que des contacts par leurs bases, peut se réaliser dans les circonstances exceptionnelles où se trouve le glacier du Géant, entre la cascade et le défilé de Trélaporte.

Si le fait observé par M. Tyndall au pied du mont Tacul est exact, il semble prouvé qu'il est isolé, qu'il n'est dû qu'à des circonstances locales, et que ce savant observateur s'est peut-être un peu trop hasardé en le généralisant.

Nouvelles ruptures à Trélaporte. — En étudiant de près le glacier du Géant, autant du moins que peut le permettre la représentation graphique trop réduite de la coupe longitudinale de ce glacier, on remarque que les crevasses, nulles ou inaperçues entre le défilé de Trélaporte, point $5^{km},500$ de la coupe longitudinale, et le pied de la cascade, apparaissent de nouveau immédiatement en aval du défilé.

C'est en ce point que les trois glaciers principaux qui composent la Mer de glace se réunissent sans se mêler. Ils y arrivent exerçant l'un contre l'autre des pressions latérales énormes et telles que leur largeur se trouve rapidement diminuée dans les proportions considérables relatées plus haut.

Cette situation singulière donne à penser que les trois fleuves de glace sont intimement soudés l'un à l'autre ; que leurs vitesses, naturellement différentes en raison des différences des pentes de leurs lits, se combinent en une vitesse moyenne unique, telle que serait celle d'un glacier de même masse partant d'une seule et même origine.

Ainsi que nous l'avons fait remarquer, les crevasses reparaissent en aval du défilé de Trélaporte ; la pente superficielle du glacier paraît augmenter sensiblement à partir du même point jusque vers le point $4^{km},300$ du profil en long. Il y a donc rupture nouvelle dans la masse compacte de glace qui se présente pour traverser le défilé. Cette rupture, accusée par les crevasses transversales, débite le glacier en tranches nouvelles qui ne doivent avoir rien de commun avec les tranches en lesquelles les glaciers du Talèfre, du Léchaud et du Géant se divisent avant leur jonction.

Si nos prévisions sont exactes, les crevasses nouvelles doivent couper les bandes terreuses du glacier du Géant que M. Forbes a observées le premier en 1842, au dire de M. Tyndall, et que ce dernier a décrites au commencement du Chapitre IV de son livre sur les glaciers. M. Tyndall a reconnu que chacune de

ces bandes correspond à une tranche de glace descendue du haut de la cascade du Géant. La tranche, primitivement à peu près rectiligne, s'infléchit à mesure qu'elle descend et tourne sa convexité vers l'aval. La courbe prend bientôt l'aspect d'un angle aigu et, arrivée au défilé de Trélaporte, la tranche transversale a pris la forme d'un V dont la pointe, tournée vers l'aval, correspond au milieu de la longueur de la tranche. Dans les ruptures nouvelles qui se produisent à Trélaporte, les crevasses doivent couper les deux branches du V. Les tranches nouvelles en aval de Trélaporte ne doivent donc avoir rien de commun avec les tranches en lesquelles les trois glaciers qui forment la Mer de glace sont divisés avant leur jonction.

Les crevasses dont le profil en long de la Mer de glace révèle l'existence en aval de Trélaporte sont l'indice certain d'une accélération de la vitesse du glacier, à partir de ce défilé. Cette accélération a été constatée par M. Tyndall.

L'insuffisance des observations dont nous disposons ne nous permet pas d'aller plus avant dans l'étude des phénomènes que présente la Mer de glace ; nous laissons aux observateurs qui aiment à rechercher les causes de ces phénomènes le soin de compléter sur les lieux l'examen nécessairement limité auquel nous avons dû nous borner.

Justification de l'hypothèse initiale. — Tel qu'il est, cet examen a cependant porté sur un nombre de faits considérable, et les faits examinés sont assez remarquables pour embrasser ce que le mouvement des glaciers offre de plus important. Chacun de ces faits a trouvé dans l'hypothèse initiale sur la cohésion de la glace à l'intérieur des glaciers et dans les conséquences que l'application de l'analyse infinitésimale à la mécanique des glaciers a mises en lumière une explication facile. C'est grâce à la rupture de la masse glacée et à la poussée qui prend naissance immédiatement après la rupture que l'on est enfin en présence de cette pression, non expliquée jusqu'à présent, mais dont l'existence était évidente pour la plupart des observateurs, et sans laquelle un glacier ne saurait se mouvoir.

Nous pouvons maintenant calculer et la poussée et la profondeur à laquelle elle s'exerce. Les crevasses multiples des glaciers et les mouvements si variés des prismes verticaux qui constituent la carapace solide des glaciers trouvent dans notre hypothèse une explication naturelle et facile.

Si la vérité d'une hypothèse se mesure au nombre et à l'importance des faits dont elle donne l'explication; si tous les phénomènes à nous connus et relatifs à la marche des glaciers ont trouvé dans notre hypothèse une satisfaisante explication, on est naturellement porté à conclure que, si cette hypothèse n'est pas la représentation exacte de la vérité, elle ne doit pas s'en écarter notablement.

La loi simple du rapport constant de la cohésion de la glace glaciaire à la pression qu'elle supporte nous a paru conforme à la constitution physique de cette espèce particulière de glace dont les grumeaux adhèrent d'autant mieux les uns aux autres que leurs contacts sont plus multipliés par la pression.

La relation entre la cohésion et la pression est peut-être moins simple. La température à l'intérieur des glaciers peut modifier ce rapport; mais, si l'on remarque que les variations de la température dans les glaciers sont comprises en d'étroites limites, que l'abaissement de la température croît dans le même sens que la pression, il n'y aurait rien d'impossible à ce que la constance hypothétique du rapport de la cohésion à la pression ne fût pas sensiblement troublée.

La cohésion, telle que nous l'avons définie, n'est pas la seule force que la pesanteur doit vaincre pour ouvrir le joint d'arrachement : il faut qu'elle surmonte aussi la pression atmosphérique qui réunit les deux parois de ce joint. Or, la pression atmosphérique varie d'un jour à l'autre ; les ruptures seront donc plus faciles et, par conséquent, plus fréquentes lorsque le baromètre baissera.

La pression sur l'unité de surface résultant du poids de l'atmosphère s'accroît avec la profondeur du joint d'arrachement ; mais elle ne s'accroît pas proportionnellement à cette dernière. C'est là encore une cause qui doit troubler les résultats de nos calculs, uniquement basés sur la constance du rapport de la cohésion à la pression. Mais, si l'on considère que la pression atmosphérique croît dans le même sens que la cohésion, il peut encore se faire que les résultats généraux de nos calculs n'en soient pas notablement modifiés.

Dans ce cas, qui est probablement très près de la vérité, les résultats auxquels nous a conduit l'hypothèse initiale qui a servi de base à notre théorie du mouvement des glaciers pourraient être acceptés.

Comme on le voit, la théorie du mouvement des glaciers se complique d'éléments très divers, dont la représentation algébrique, difficile pour les uns, est impossible, faute de données précises, pour les autres. Nous avons pris l'élément qui nous a paru le plus important, la cohésion de la glace.

Et si nous avons admis pour base unique de nos calculs la constance du rapport de la cohésion à la pression, c'est d'abord parce que nous n'avions aucune donnée précise sur l'abaissement réel de la température à mesure qu'on pénètre dans la profondeur des glaciers, et ensuite parce que la constance de ce rapport simplifiait les calculs, tandis que sa variabilité, même dans de très étroites limites, les aurait rendus inextricables.

CHAPITRE VI.

THÉORIES DU MOUVEMENT DES GLACIERS.

Théories diverses du mouvement des glaciers. — Nous allons maintenant passer en revue les principales théories émises par les observateurs qui se sont succédé dans l'étude des glaciers.

Ceux qui ont étudié les glaciers n'ignorent pas que les savants observateurs qui ont fait une étude spéciale et prolongée depuis près de deux siècles des grands glaciers des Alpes attribuent à la marche des glaciers des causes tout autres que celles dont nous venons d'analyser les principaux effets.

Hypothèse de la dilatation de la glace. — Les savants qui, depuis Scheuchzer, en 1705; Saussure, en 1764; M. de Charpentier, en 1841; M. Agassiz, de 1837 à 1843, et M. Hogart, en 1854, ont publié leurs observations sur les grands glaciers des Alpes sont généralement d'accord pour attribuer la marche des glaciers à la dilatation produite dans un glacier au moment où, sous l'influence des premières chaleurs du printemps, l'eau de fusion des névés pénètre dans les fissures de la glace sous-jacente et s'y congèle.

Cette hypothèse, qui a subsisté pendant si longtemps, ne paraît avoir été sérieusement combattue que depuis une trentaine d'années. Cependant certains faits d'une grande importance dans le mouvement des glaciers semblent inexplicables, et, en effet, n'ont pas été expliqués par les auteurs de l'hypothèse. Nous voulons parler des crevasses tant transversales que latérales, qui s'ouvrent au moment où le glacier commence sa marche.

Supposons, en effet, pour un moment, que le glacier soit immobile, mais sur le point de commencer sa descente. Si le glacier tout entier se mettait en marche vers l'aval, on pourrait jusqu'à un certain point admettre que, pour les glaciers qui sont resserrés entre les flancs rocheux d'une gorge profonde, la dilatation produite par la congélation de l'eau ne pouvant avoir d'effet sensible dans le sens transversal par l'impossibilité où se trouverait le glacier de s'étendre à droite et à gauche, eût son effet principal dans le sens longitudinal. Mais encore, pour que le glacier descendît, il faudrait qu'il ne pût remonter, car la dilatation admise dans le sens longitudinal doit avoir le même effet vers l'amont que vers l'aval. Si

le pied du glacier descend, son sommet doit remonter. Une expansion doit également pouvoir se manifester sur les côtés, au moins sur les points où le glacier ne touche pas ses rives.

On a bien constaté la marche des glaciers vers l'aval ; mais la constatation de la marche vers l'amont ne sera jamais faite, parce qu'elle n'existe pas. L'expansion latérale dans les parties encaissées n'a pas davantage été observée.

Ceux qui ont étudié de près les glaciers savent qu'au moment où un glacier accélère sa marche, de grands craquements, pareils à la détonation lointaine d'une pièce d'artillerie, se font entendre ; c'est le glacier qui, ramolli au printemps par la pénétration de l'eau provenant des pluies chaudes et de la fonte superficielle des névés, se brise. Des dislocations successives se produisent et des crevasses s'ouvrent : c'est un éboulement qui se déclare. Le petit filet d'eau limpide qui pendant tout l'hiver était sorti au pied du glacier se trouble et grossit ; la masse entière du glacier est imbibée d'eau qui filtre d'abord à travers la glace granuleuse et fissurée, arrive au sol et entraîne dans son cours les débris terreux qui altèrent sa limpidité.

Les crevasses transversales qui s'ouvrent dans le glacier au moment où le mouvement se déclare sont inexplicables dans l'hypothèse de la dilatation par congélation. Si une crevasse transversale pouvait préexister, le premier effet de la dilatation serait d'en rapprocher les bords et de les souder; sans cela, la dilatation ne pourrait poursuivre ses effets au delà de la crevasse béante, et le mouvement du glacier s'arrêterait.

M. de Charpentier, qui conteste l'action de la pesanteur comme cause du mouvement des glaciers, explique très bien cependant comment une crevasse en provoque d'autres.

« Supposons, dit-il, qu'une crevasse transversale s'ouvre : la glace située en amont de la crevasse doit céder à son poids et provoquer au-dessus d'elle une nouvelle fente qui, à son tour, en occasionnera une troisième et ainsi de suite en remontant. »

Tout cela est très vrai et conforme aux données de l'expérience ; mais M. de Charpentier oublie de dire comment la première crevasse, qu'il suppose ouverte, a pu s'ouvrir, et personne, que nous sachions, ni avant ni après M. de Charpentier, partant de l'hypothèse de la dilatation, ne l'a dit.

Lorsqu'une rupture se déclare à grand bruit dans un glacier, la crevasse qui en est le résultat n'est d'abord qu'une fente très nette qui n'a que quelques millimètres vers le milieu du glacier et qui diminue de largeur et se perd en allant vers les bords. Sous l'influence persistante des causes qui ont déterminé la rupture, la crevasse s'élargit, sa lèvre inférieure s'abaisse et s'éloigne de plus en plus de la lèvre supérieure, qu'elle ne rejoindra plus. C'est le contraire qui devrait avoir lieu si l'hypothèse de la dilatation était vraie. Les masses lacées

situées de part et d'autre de la crevasse, continuant à se dilater, réduiraient peu à peu la largeur de la crevasse et finiraient par la fermer.

Mais ne pourrait-on pas dire que l'eau qui tombe dans une crevasse et s'y congèle suffit non seulement pour maintenir l'ouverture de la crevasse, mais pour l'élargir et provoquer le mouvement, soit vers l'amont, soit de préférence vers l'aval ?

On peut répondre qu'il faudrait d'abord expliquer pourquoi une première crevasse transversale s'ouvre toujours normalement à la ligne de pente du glacier et non dans une direction quelconque. Si l'on se reporte à la constitution de la glace glaciaire, on est forcé de reconnaître qu'un glacier n'est qu'un immense filtre. Si l'eau y pénètre et s'y congèle, l'expansion produite par la congélation doit se propager dans tous les sens avec une égale intensité ; des fissures innombrables doivent désagréger la masse, mais la cause qui détermine une fissure unique et de direction constante reste inexpliquée.

On ne voit pas, dans l'hypothèse de la dilatation, pourquoi, à la Mer de glace, les crevasses s'ouvrent et s'élargissent en aval du défilé de Trélaporte, tandis que la masse glacée reste compacte en amont du même défilé et que, s'il y a quelques crevasses, elles tendent à se fermer. On ne voit pas mieux, dans cette hypothèse, comment la crevasse de montagne dite *Bergschrunde*, que l'on trouve au sommet de tous les glaciers, a pu s'ouvrir.

Les observateurs qui ont étudié avec attention les glaciers n'ont pas manqué de remarquer, en effet, que, lorsqu'une crevasse s'ouvre près du sommet du glacier, il arrive le plus souvent que, tandis que la partie du glacier en aval de la crevasse descend lentement, la partie située en amont reste fixe et comme adhérente aux rochers sur lesquels elle s'appuie par quelques points seulement. Une pareille séparation est inexplicable dans l'hypothèse de la dilatation, car il suffit d'avoir vu un glacier pour savoir qu'entre la glace et les parois rocheuses presque verticales que l'on trouve au sommet des glaciers existe la rimaie qui laisserait vers l'amont un libre champ à la dilatation, si elle se produisait.

Tant qu'on a pu supposer que la température à l'intérieur des glaciers était tellement inférieure à zéro que l'eau ne pouvait y pénétrer sans s'y congeler, l'hypothèse du mouvement des glaciers par la dilatation de la glace a pu séduire certains esprits et des meilleurs ; mais, depuis que de hardis et patients observateurs ont prouvé par des expériences thermométriques directes que la température au sein des glaciers est très voisine de zéro, les glaciers ne peuvent plus être considérés comme des réservoirs de froid.

L'eau provenant de la fonte des névés, en été, peut donc passer sans se congeler à travers ces immenses filtres de glace. Nos expériences sur l'alimentation du réservoir d'Orédon, en hiver, prouvent que, si faible que soit la fonte des

névés en hiver, l'eau qui provient de cette fonte pénètre à travers la masse des névés et arrive au sol sans se congeler.

Si le mouvement des glaciers considéré comme ayant sa cause dans la dilatation de la glace conserve encore quelques adhérents, on peut supposer qu'ils l'acceptent comme une opinion toute faite et sans prendre la peine de la discuter.

Hypothèse de la viscosité. — L'hypothèse du mouvement des glaciers par la dilatation fut combattue, en 1773, par Bordier, qui essaya de lui substituer une autre hypothèse basée sur une prétendue viscosité de la glace. Dans cette nouvelle hypothèse, la descente des glaciers sous l'action de la pesanteur trouve une facile explication ; mais les grands craquements qui produisent les crevasses sont incompatibles avec une masse visqueuse. L'hypothèse de Bordier a été reprise beaucoup plus tard par M. Forbes, mais sans plus de succès.

L'hypothèse de M. Tyndall, basée sur le regel, émise en 1859, après les longues études de ce savant observateur sur les glaciers des Alpes, a obtenu, jusqu'à présent, plus de créance.

Hypothèse du regel. — M. Tyndall, partant d'un fait expérimental incontestable, le regel, c'est-à-dire la parfaite soudure de deux fragments de glace humide pressés l'un contre l'autre, après avoir d'ailleurs constaté que la température intérieure des glaciers est très voisine de zéro, circonstance favorable au regel, suppose que, par suite de la grande pression qu'elle éprouve, la glace est broyée ; que les contacts avec le sol sous-jacent sont à chaque instant rompus ; et que, une fois ces effets mécaniques dus à la pesanteur produits, les innombrables surfaces ou clivages, résultats de l'écrasement, se ressoudent. Ce travail de désagrégation presque moléculaire se propage nécessairement dans la masse entière du glacier qui, après avoir obéi comme une pâte, s'ajuste aux sinuosités du sol sur lequel le glacier s'appuie.

On voit bien comment, sous l'action du poids qu'elle supporte, la glace du fond s'ajuste aux sinuosités du lit ; mais, une fois le moule rempli, un état stable succède à la pression du poids du glacier et l'on ne voit pas où peut se trouver la force de propulsion qui peut vaincre les arrêts formés par les défilés, les sinuosités et les anfractuosités du lit, et déterminer la marche du glacier vers l'aval.

Il n'est pas exact de dire que la désagrégation moléculaire se propage nécessairement à la masse entière du glacier. Cela est vrai pour la couche d'épaisseur relativement faible, qui touche le lit du glacier et où la pression a son maximum d'intensité ; mais il est évident que les grands prismes isolés par des crevasses qui forment la carapace rigide du glacier et les $\frac{9}{10}$ environ de son volume total échappent à cette action.

« Le point saillant de la théorie du regel, c'est, dit M. Tyndall, que la glace des glaciers change de forme et conserve le caractère d'une nappe continue sous l'influence d'une *pression* qui maintient la cohésion de ses molécules. Mais lorsqu'elle subit une certaine tension, plutôt que de s'étendre, elle se brise et ne se comporte plus comme un corps visqueux. »

M. Tyndall parle de *la grande pression* qui broie la glace des couches inférieures des glaciers. Il ne définit ni la direction ni la valeur de cette pression, et, comme il n'y a de pression apparente que la pression verticale due au poids du glacier lui-même, on est fondé à supposer que c'est à cette pression que M. Tyndall attribue, concurremment avec le regel, la marche des glaciers.

Si M. Tyndall a voulu parler de la pression que les masses de neige et de glace accumulées sur les sommets exercent sur la glace qui descend dans la vallée, il a au moins oublié de dire comment cette pression peut se transmettre de l'amont à l'aval à travers les vides béants et profonds formés par les crevasses transversales. Et M. Garnier, dans ses savantes recherches sur les glaciers de la Suisse, a eu raison d'avancer qu'après la théorie de M. Tyndall tout n'était pas dit sur la cause de la marche des glaciers.

On comprend néanmoins facilement, dans la théorie du regel, comment, sous l'action d'une pression, la glace glaciaire subit une désagrégation presque moléculaire ; comment elle s'ajuste, en les remplissant, aux sinuosités du sol ; et comment, ce résultat atteint, le regel, continuant son action, maintient à l'état de monolithe la masse un moment désagrégée par la pression. Ce fait est confirmé par des expériences directes ; mais ce qu'on ne voit pas, c'est comment, le moule du lit rempli, la pression, qui est sans doute une pression verticale transmise directement au sol, peut déterminer dans la masse du glacier ces ruptures profondes qui sont la marque certaine du mouvement du glacier. On ne voit pas plus clairement d'où peut venir cette certaine tension qui provoque ces ruptures.

Mais, pourrait-on dire, pourquoi la couche semi-fluide du fond, ne pouvant trouver d'écoulement que vers l'aval, ne prendrait-elle pas, pour échapper à la pression verticale qu'elle supporte, cette issue toute naturelle? Dans ce mouvement de descente, elle emporterait la carapace solide qui pèse sur elle et à laquelle elle est liée par l'adhérence. Tous les systèmes de crevasses et tous les mouvements variés que l'on observe à la surface des glaciers seraient la conséquence du mouvement inférieur produit par la pression verticale et seraient par cela même expliqués.

L'objection paraît sérieuse ; mais, en l'admettant, ne risquerait-on pas d'attribuer à la pression verticale les effets d'une action bien autrement puissante dont nos calculs ont révélé l'existence, la *poussée*?

Que l'on se reporte, en effet, à l'exemple de rupture dont nous avons donné les résultats numériques. Au moment de la rupture, la poussée prend naissance.

Elle agit au point le plus bas du solide minimum ; elle est représentée par 43 200^{t} par mètre courant de crevasse, tandis que ce même point, situé à 506^{m} en contre-bas de la surface du glacier, ne supporte qu'une pression verticale qui, en supposant la densité de la glace glaciaire de 0,9, ne serait pas supérieure à 455^{t} par mètre carré.

A l'instant qui suit la rupture, le solide minimum qui vient de se détacher ne touche le solide minimum détaché avant lui que par une arête vive. Cette arête, située à la partie la plus basse du solide, ne tarde pas à s'émousser sous l'énorme pression qu'elle subit. Un contact plus large s'établit, et lorsque ce contact a lieu sur une zone de 1^{m} de largeur, la poussée et la pression verticale sont entre elles dans le rapport de 43 200 à 455. La poussée serait donc à cet instant près de dix fois plus forte, par mètre carré, que la pression verticale.

Ces chiffres, empruntés à un exemple numérique pris dans des conditions qui ne paraissent pas devoir se rencontrer souvent dans les glaciers amoindris des régions méridionales de l'Europe, peuvent paraître exagérés ; ils ont cependant une importance qu'on ne saurait méconnaître.

Cette importance cessera de paraître exagérée, si l'on se souvient que la poussée est proportionnelle au carré de la hauteur du solide minimum, tandis que la pression verticale est seulement proportionnelle à cette hauteur. Or, c'est au point le plus bas de ce solide qu'agissent simultanément, chacune dans la direction qui lui est propre, la pression verticale et la poussée.

Il ne peut donc rester désormais aucune incertitude sur l'action principale de la poussée comme cause du mouvement des glaciers.

M. Tyndall lui-même reconnait la nécessité d'une pression agissant de l'amont à l'aval, lorsque, après avoir examiné le mouvement de la Mer de glace, il dit que c'est une pression postérieure qui force la glace à pénétrer dans la gorge de Trélaporte. Nous n'insisterons pas davantage sur ce point.

Ce qui, dans la théorie du regel, n'est pas mieux expliqué, c'est comment, la température intérieure de la masse glacée restant invariable en été comme en hiver, comment, le poids de cette masse d'où naissent les pressions qui broient la glace restant constant, ou même s'accroissant en hiver de celui des nouvelles neiges, il se fait que les effets mécaniques dus à ces énormes pressions diminuent en hiver, alors que le poids du glacier sur ses appuis atteint son maximum annuel ; et que ces effets attendent le printemps et l'été pour se développer.

Nous avons démontré comment, sous l'influence des chaleurs du printemps et de l'été, les ruptures devenaient faciles et comment la poussée, cause directe et prépondérante du mouvement, naissait de chaque rupture. Nous avons dit aussi comment de la lutte inégale de la poussée et du regel résultait le ralentissement de la marche des glaciers en hiver. Il est inutile d'y revenir ici.

Si l'hypothèse de la pression verticale et du regel considérés comme cause unique du mouvement était vraie, c'est lorsque la pression, qui, dans cette hypothèse, parvient à liquéfier en partie ou tout au moins à ramollir la glace et à la modeler comme un mastic, est la plus grande que les effets plastiques de la pression et du regel devraient prendre le plus d'amplitude ; c'est donc au fond même des glaciers et, on peut le répéter, pendant l'hiver que la vitesse de la masse en mouvement devrait s'élever à son maximum. C'est cependant le contraire qui a lieu, et M. Tyndall lui-même l'a observé.

« Non seulement, dit-il, le glacier glisse sur son lit, mais aussi les couches supérieures glissent sur les couches inférieures, et celles du centre glissent le long de celles des bords. Plus la glace est molle et sans consistance, plus ce mouvement sera facile, et moins aussi il sera difficile de forcer le glacier à passer par une gorge étroite. »

Cette indication sommaire du mouvement estival des glaciers facilité par la fusion superficielle de la glace et des névés est exacte, sauf ce qu'il faut entendre par le glissement des couches supérieures sur les couches inférieures ; car, en affirmant ce fait tiré de ses observations sur le glacier du Géant, M. Tyndall s'est peut-être un peu trop hâté de le généraliser, ainsi que nous l'avons remarqué plus haut. Mais, s'il faut de la glace molle et sans consistance pour faciliter le glissement des couches supérieures, ce n'est pas dans ces couches dont les crevasses attestent la forme rigide et peu variable qu'on peut la trouver. Ne devrait-elle pas plutôt se rencontrer au fond du glacier où la pression qui, suivant M. Tyndall, amollit et modèle la glace, est bien autrement forte que dans les couches supérieures? Et, comme conséquence naturelle, les couches inférieures ramollies ne devraient-elles pas, sous la pression des couches supérieures restées rigides, passer les premières et se laminer dans les étroits goulets si communs dans le lit des glaciers, si l'on en juge par ceux que les glaciers disparus ont laissés à découvert ?

On retombe ainsi dans cette erreur redressée plus haut, et qui consiste à attribuer à la pression verticale seule les effets dus principalement à une action bien autrement considérable.

En examinant de près la théorie de M. Tyndall, on se demande pourquoi ce savant observateur a donné à sa théorie du mouvement des glaciers le nom de *Théorie du regel*. Que le regel joue un rôle important dans le mouvement des glaciers, en maintenant à l'état solide la glace à travers ses déformations incessantes, c'est incontestable ; mais ce n'est là qu'un rôle secondaire. Le regel n'est pas la cause du mouvement.

N'est-il pas évident, au contraire, que le regel, qui a pour effet certain de reconstituer la cohésion de la glace, est la cause la plus efficace pour retarder le mouvement et l'empêcher de prendre un accroissement redoutable ?

M. Tyndall, continuant son étude du glissement des glaciers, ajoute :

« Mais en hiver le dégel cesse ; la quantité d'eau qui arrive au lit du glacier est diminuée ou entièrement nulle. La glace aussi devient dure, au moins jusqu'à une certaine profondeur. Ces considérations nous permettent de supposer qu'en hiver le glacier, s'il se meut, doit le faire bien plus lentement qu'en été. »

M. Tyndall a constaté lui-même le mouvement hivernal des glaciers ; il a trouvé que, sur la Mer de glace, dans le voisinage du Montanvert, la vitesse est d'environ la moitié de celle de l'été.

De l'abondance ou de la disette de l'eau dans le glacier, des variations de la cohésion et des ruptures qui en sont les conséquences, paraissent donc résulter l'accélération ou le ralentissement de la vitesse d'écoulement des glaces.

Cette conclusion, ramenée à la suite de l'examen des hypothèses émises par les savants qui se sont occupés des glaciers, nous semble venir encore à l'appui de ce que nous avons essayé de démontrer sur la cause probable de la marche des glaciers.

Résumé des trois théories. — De l'examen que nous venons de faire des hypothèses qui ont servi de base aux théories émises par les observateurs sur le mouvement des glaciers, il nous paraît résulter que c'est avec raison que la théorie basée sur la dilatation de la glace a dû être abandonnée ; elle avait cependant pour elle l'autorité de savants renommés ; elle avait régné sans contestation pendant près de trois quarts de siècle et avait résisté aux attaques pendant une durée à peu près égale. Mais un phénomène principal, l'existence d'une température à peu près uniforme et très voisine de zéro à l'intérieur des glaciers, était incompatible avec la puissance de congélation que l'on prêtait à ces masses glacées. D'un autre côté, la formation des crevasses ne pouvait, dans cette hypothèse, recevoir d'explication satisfaisante.

Dans l'hypothèse de la viscosité, on obéit aux apparences que présente le mouvement des glaciers. Les auteurs de cette hypothèse ont bien vu que ces immenses amas de glace se comportent en gros comme un corps visqueux placé sur une pente et obéissant à la pesanteur ; mais, dans cette hypothèse, on ne voit pas comment une rupture pourrait se produire ni comment les glaciers seraient criblés de crevasses.

Dans l'hypothèse du regel, M. Tyndall fait, avec raison, intervenir la pesanteur comme cause du mouvement. Se basant sur des expériences certaines, M. Tyndall admet que, sous l'influence d'une pression qui maintient la cohésion de ses molécules, la glace des glaciers change de forme et conserve le caractère d'une nappe continue. Mais quelle est cette pression ? d'où vient-elle ? quelle est sa direction ? Est-ce seulement la pression verticale résultant du poids du glacier et agissant sur les couches voisines de son lit qui produit la désagrégation de la

glace et la force à se plier aux sinuosités de ce lit ? M. Tyndall est forcé de reconnaître que c'est une pression postérieure qui force le glacier du Géant à pénétrer dans le défilé de Trélaporte. D'où vient cette pression qui semble seule efficace, par sa direction, pour pousser le glacier vers l'aval ? Comment est-elle liée à l'action de la pesanteur ? C'est ce que M. Tyndall ne dit pas. La cause du mouvement est en quelque sorte pressentie par ce savant observateur, mais elle lui reste inconnue. Dans l'hypothèse du regel, le regel proprement dit n'a, dans le mouvement des glaciers, qu'une action secondaire qui consiste à maintenir à l'état solide une masse de glace dont la forme change sans cesse. Loin de favoriser le mouvement, le regel, sans cesse en lutte avec l'action accélératrice constante de la pesanteur, agit lui-même comme cause retardatrice constante.

Rôle important du regel dans le mouvement des glaciers. — Mais est-ce là l'unique rôle du regel dans le mouvement des glaciers? son action est-elle indispensable? C'est ce que nous allons examiner.

Si le regel n'existait pas, les grandes masses glacées que chaque hiver accumule aux sommets des hautes montagnes continueraient à descendre; mais, au lieu de la marche lente et régulière des glaciers, elles se précipiteraient au fond des vallées avec l'impétuosité désordonnée des avalanches. Si le regel n'existait pas, ces masses, échouées sans cohésion au fond des vallées à faible pente, ne pourraient que s'amonceler sur un même point et fondre sur place en conservant à leur superficie la pente propre à la ligne de rupture des névés.

Mais, grâce au regel, la masse pulvérulente s'agglomère; la pression verticale résultant du poids de la masse elle-même en condense les éléments, elle augmente leur cohésion. Ainsi se forme la glace glaciaire.

Nous avons vu comment cette glace, ainsi formée, peut se débiter en tranches dont chacune pousse la tranche détachée avant elle, et comment ces masses solides peuvent suivre des vallées dont les faibles pentes seraient un obstacle invincible à la marche des névés sans cohésion.

On voit donc que, si le regel n'est pas l'agent direct du mouvement des glaciers, son rôle est tel, cependant, que, s'il venait à cesser, la glace glaciaire n'aurait plus de cohésion, les glaciers n'auraient plus de ruptures, et leur marche vers l'aval s'arrêterait. Le regel est donc indispensable à la formation de la glace glaciaire et, par les ruptures de cette espèce de glace, au mouvement des glaciers. Cette intervention du regel dans la formation des glaciers et dans la détermination de leur mouvement devait naturellement échapper jusqu'à présent à l'attention des observateurs.

CHAPITRE VII.

THÉORIE DU REGEL.

Regel. — Dans le courant de cette étude, et surtout dans l'examen de la théorie de M. Tyndall sur le mouvement des glaciers, nous avons parlé du regel. Qu'est-ce que le regel et comment l'expliquer?

Lorsque deux morceaux de glace à la température de la glace fondante sont mis en contact, la mince couche d'eau provenant de la fonte simultanée des deux glaçons, et qui reste interposée entre les surfaces en contact, se congèle de nouveau et les deux glaçons sont soudés. C'est le phénomène primitivement constaté par Faraday et désigné plus tard sous le nom de *regel*.

Congélation de l'eau. — Nous allons d'abord essayer de l'expliquer, en analysant le passage d'une molécule liquide à l'état solide; nous examinerons ensuite les explications qu'on en a données.

Supposons un glaçon surnageant à la surface d'un bain d'eau pure; l'eau et le glaçon possèdent chacun la quantité de chaleur correspondant à la température zéro, qui est celle où la glace commence à fondre. Si, par un moyen quelconque, tel que le rayonnement nocturne par exemple, une très faible partie du calorique propre à l'eau et au glaçon est enlevée, la glace cessera d'abord de fondre et, la cause réfrigérante continuant à agir, c'est l'eau qui se convertira peu à peu en glace.

Saisissons le moment d'équilibre instantané où la glace ne fond plus et où l'eau ne se congèle pas encore, et considérons une molécule liquide en contact avec la glace. S'il y a parité de calorique de la molécule avec la molécule liquide qui la touche d'un côté, il y a infériorité de la part de la molécule solide qui la touche de l'autre de toute la quantité de calorique nécessaire pour fondre une molécule solide.

Emploi du calorique latent de fusion dans le passage à l'état solide. — Si, dans cet instant où la molécule liquide ne peut plus emprunter à ses voisines, liquides comme elle, le calorique qui pourrait encore la maintenir liquide, la cause réfrigérante, agissant en même temps sur la glace et sur la molécule liquide, reprend

son activité, la tendance à la transformation de la molécule liquide en molécule solide l'emportera, et ce changement d'état s'effectuera. Dans ce changement, on peut admettre que la molécule emploiera une partie du calorique qui la maintient à l'état liquide : 1° en travail mécanique destiné à rompre les liens de capillarité qui l'attachent à ses voisines encore liquides, à s'isoler d'elles, et 2° principalement en travail mécanique nécessaire à la construction de l'édifice cristallin dans lequel elle semble vouloir s'incorporer, comme si elle savait d'avance que son édifice ne peut être détruit qu'à la condition de reprendre dans sa destruction, pour revenir à l'état liquide, la même quantité de chaleur qu'elle dépense pour l'édifier.

Nous touchons ici aux phénomènes bien connus, mais non expliqués, de l'affinité, et desquels il résulte que les molécules matérielles sont douées d'une vie propre qui se révèle surtout dans les combinaisons et les changements d'état des corps. L'hypothèse dans laquelle nous nous plaçons, et suivant laquelle la chaleur latente de fusion que l'eau possède à l'état liquide serait employée dans le travail mécanique de la cristallisation, n'a rien de contraire aux faits de l'affinité pas plus qu'aux faits connus de la transformation de la chaleur en travail et de la transformation inverse. Or, nous sommes évidemment en présence d'une production de mouvement et d'un travail mécanique exécuté par la molécule qui se congèle.

Dans son nouvel état, la molécule solide ne conservera que la portion de calorique propre à l'état solide, à la température zéro. Il semble donc que la molécule liquide puisse passer à l'état solide et s'incorporer à la glace voisine, sans rien céder à celle-ci de la chaleur latente de fusion qu'elle possédait à l'état liquide, à zéro.

Fusion de la glace. — Si nous considérons la phase inverse du phénomène, c'est-à-dire le passage de l'état solide à l'état liquide, il faut restituer à la molécule cristalline qui vient de s'attacher à la glace le calorique nécessaire pour produire le travail mécanique qui détruira l'édifice cristallin et réduira le volume de la molécule. La température de la molécule liquide sera encore zéro comme avant la cristallisation; cependant, elle aura reçu une certaine quantité de calorique qu'on peut mesurer à l'émission, mais que les instruments thermométriques dont nous disposons n'accusent pas à l'arrivée; c'est ce qu'on a appelé le *calorique latent de fusion.*

Quantité de chaleur employée dans le passage de l'état liquide à l'état solide. — Revenons maintenant à la première phase, celle où la molécule liquide est sur le point de passer à l'état solide. Dans cet état, la molécule en contact avec la glace, d'un côté, et avec le liquide environnant, de l'autre, se trouve entre deux

masses qui sont avec elle en équilibre de température, mais non en équilibre de calorique.

Pour que le passage de l'état liquide à l'état solide s'effectue, il faut que la cause réfrigérante dont nous avons suspendu pour un instant l'activité continue son action, et que cette action se soutienne jusqu'à ce que la dernière parcelle d'eau se soit changée en glace à zéro.

Quelle est la quantité de chaleur enlevée ainsi à l'eau ou, si l'on veut, abandonnée par l'eau dans son passage de l'état liquide à l'état solide?

Nous la croyons assez faible, car il suffit d'un faible abaissement de la température au-dessous de zéro pour déterminer le commencement de la solidification de l'eau. Cette quantité de chaleur correspond peut-être à la destruction des liens de capillarité qui attachent une molécule d'eau à ses voisines, à l'isoler de celles-ci et à augmenter son volume pour la laisser ensuite librement employer son calorique latent de fusion dans le travail mécanique qui consiste à se transformer en un cristal solide.

Quelle que soit cette quantité de chaleur, il nous semble qu'il est possible de la mesurer expérimentalement. Il ne nous est pas possible, faute d'appareils et de temps, de nous livrer à de telles recherches; qu'il nous suffise de les indiquer à des expérimentateurs mieux outillés et plus habiles que nous. Ces recherches nous paraissent de nature à jeter quelque lumière sur le phénomène de la Physique expérimentale connu sous le nom de *surfusion;* elles sont donc très intéressantes.

Analyse du regel. — Si, dans l'état d'équilibre instantané que nous avons considéré précédemment, au lieu de supposer la molécule liquide en contact avec la glace d'un côté et avec l'eau environnante, c'est-à-dire avec la source de chaleur qui la maintient encore liquide de l'autre, on remplace l'eau par une masse de glace à la même température zéro, c'est-à-dire si l'on supprime la source de chaleur qui maintient la molécule à l'état liquide, la tendance de la molécule sollicitée des deux côtés à passer à l'état solide sera doublée. La molécule liquide isolée perdra de deux côtés à la fois l'excédent infinitésimal de deuxième ordre de calorique qui la maintient encore à l'état liquide, et passera à l'état solide, en soudant les molécules solides avec lesquelles elle est en contact. Il semble que cette transformation, dont nous avons plus haut examiné les phases, peut s'accomplir sans que la molécule cède à la glace rien de la chaleur latente qu'elle a prise lorsque, de solide, elle est devenue liquide. Il n'est pas déraisonnable de penser, ainsi que nous l'avons dit plus haut, que cette chaleur est employée dans le travail mécanique nécessaire à la construction de la molécule solide; et enfin, il est permis de présumer que la nature emploie la même quantité de chaleur pour solidifier une molécule d'eau que pour la liquéfier ensuite.

Cette action moléculaire étendue d'un point de contact mathématique à des surfaces peut ainsi souder des masses considérables de glace. C'est le regel.

Regel par contact. — C'est Faraday qui, le premier, ainsi que nous l'avons déjà dit, a constaté le phénomène du regel par le simple contact de deux glaçons pris à la température de la glace fondante. Se basant sur la puissance de solidification que la glace exerce sur l'eau, et sur ce que le point de liquéfaction de la glace intérieure est plus élevé que celui de la glace de surface, Faraday expliquait le regel en disant : « Quand les surfaces de deux morceaux de glace recouvertes d'une mince pellicule d'eau de liquéfaction viennent à se toucher, la pellicule d'eau passe de la surface au centre de la glace, où le point de liquéfaction de la glace est plus élevé qu'à la surface, et où la puissance spéciale de solidification de la glace sur l'eau agit des deux côtés. » Faraday était d'avis que, dans ces circonstances, la pellicule devait se congeler et souder les deux surfaces.

Regel par pression. — Cette théorie fut combattue par M. J. Thomson, qui pensait que le regel ne pouvait être que le résultat d'une pression : lorsque deux morceaux de glace sont pressés l'un sur l'autre, leurs parties comprimées se liquéfient. L'eau ainsi produite a rendu latente une portion de la chaleur prise à la glace environnante, et, par conséquent, sa température se sera abaissée au-dessous de zéro. En cessant d'être comprimée, cette eau se regèle et soude les deux morceaux de glace. Cette théorie se base sur un fait expérimental, mais le regel se produit par le simple contact de deux très petits glaçons flottant sur l'eau; il se produit aussi par la rencontre de deux fines aiguilles de neige flottant dans l'air à zéro ou au-dessus de zéro; dans l'un et l'autre de ces deux exemples, la pression n'a qu'une valeur infinitésimale et ne saurait produire des effets finis et mesurables. Que la pression invoquée par M. J. Thomson, en multipliant les contacts et en réduisant à l'épaisseur d'une pellicule l'eau interposée, facilite la congélation de cette eau, rien n'est plus probable; mais la pression ne paraît pas nécessaire à la production du phénomène.

Discussion des deux théories. — Cette théorie a été néanmoins soutenue par MM. Helmholtz et Jamin. M. Helmholtz reproche à la théorie de Faraday de ne pas rendre compte de la quantité de chaleur très sensible mise en liberté au moment de la congélation de l'eau. A cette objection, M. Tyndall répond que la chaleur rendue libre se diffuse à travers la glace voisine, et que cette absorption d'une très faible quantité de chaleur ne saurait liquéfier la glace, par la raison que les portions intérieures de la masse de glace ont besoin, pour fondre, d'une température plus élevée que les couches de la surface.

M. Tyndall appuie son opinion sur un défaut d'homogénéité de la glace, qui se

révèle lorsqu'on fait passer dans une plaque de glace un rayon solaire. La chaleur absorbée fond d'abord la partie amorphe de la glace, en laissant intacts et visibles les cristaux noyés dans la glace. En supposant que la partie amorphe fonde à la température zéro, il en résulte que la partie cristalline ne fondra qu'à une température supérieure à zéro et qu'elle peut, par conséquent, absorber une petite quantité de chaleur sans fondre.

La constitution intérieure de la glace constatée par l'expérience de laboratoire de M. Tyndall est un fait bien connu et observé par M. Tyndall lui-même dans les Alpes.

Constitution de la glace dans les lacs supérieurs des Pyrénées. — Dans les lacs des Pyrénées situés à 2000^{m} d'altitude et au-dessus, la glace atteint en hiver jusqu'à 0^{m},50 d'épaisseur. C'est d'abord la couche superficielle de l'eau qui se congèle; l'épaisseur de la glace augmente peu à peu par la congélation de l'eau au contact de la face inférieure de la couche glacée.

Cet accroissement de la glace dans les lacs n'est pas sans analogie avec la formation des cristaux au fond d'un liquide saturé ou d'un dépôt solide stratifié au fond des mers; mais, tandis que dans le liquide saturé les cristaux s'étendent sur les cristaux et finissent par former une masse cristalline compacte et homogène, tandis que la même homogénéité se retrouve dans la couche sous-marine, tout autre est le résultat dans la solidification tranquille de l'eau des lacs.

Lorsque les chaleurs reviennent, la glace plongée dans l'eau fond en général sous deux influences combinées. La glace couverte de neige par l'hiver est inaccessible à la chaleur directe du soleil; mais elle reçoit l'eau provenant de la fonte de la neige qu'elle supporte, et, d'autre part, le lac, alimenté par la fonte des neiges qui couvrent en hiver son bassin d'alimentation, reçoit de l'eau à une température très voisine de zéro. Son niveau s'élève; la glace qui le couvre est baignée sur ses deux faces supérieure et inférieure par de l'eau dont la température est très peu supérieure à zéro.

Dans cet état de choses, la fusion de la couche de glace est et ne peut être que très lente. Si la glace avait une constitution homogène, il est rationnel de penser que la fusion devrait se faire, tant au-dessus qu'au-dessous, par couches successives parallèles à la surface du lac. Il n'en est rien.

Si, lorsque la fonte a déjà désagrégé la glace, on en détache un bloc, on trouve que la couche glacée a conservé presque toute son épaisseur, mais que le bloc n'est plus qu'un faisceau de prismes de glace presque sans liaisons, et dont la direction est normale à la surface du lac. On croirait voir ces aiguilles de glace cristallisée qui, par des temps calmes très froids, sortent d'un sol poreux encore chaud et humide.

La longueur des prismes étant sensiblement égale à l'épaisseur de la glace

qui couvrait le lac, la première action de l'agent qui a déterminé la fusion s'est donc portée sur une espèce de glace amorphe interposée entre les prismes cristallisés et plus pénétrable ou plus fusible.

Les prismes ne fondent que plus tard et à une température plus élevée.

On serait tenté de croire que l'eau des lacs supérieurs des Pyrénées est pure et que, pour certains de ces lacs dont l'eau n'a coulé que sur le granit, cette pureté est presque parfaite. Cependant la lente décomposition des granits dont nous avons parlé plus haut et la constitution mi-partie cristalline et amorphe de la glace prouvent clairement le contraire.

Les faits observés sont analogues à ceux que les marins ont constatés dans les mers polaires, où le froid partage l'eau de mer en deux parts dont l'une, presque pure ou peu chargée de sels, se solidifie tout d'abord, tandis que l'autre, plus chargée, ne se congèle qu'à une température plus basse et fond la première quand revient la chaleur.

Quoi qu'il en soit, les observations que nous venons de rapporter révèlent dans la constitution de la glace une disposition qui lui permet d'absorber de faibles quantités de chaleur, de subir, par conséquent, un commencement de fusion dans ses parties les plus accessibles à l'action calorifique, sans que la fusion puisse s'étendre aux parties cristallisées, moins aisément fusibles, et diminuer leur cohésion.

Conclusion. — Si l'on se reporte au phénomène du regel, on verra qu'entre les glaçons en contact il ne peut exister qu'une couche d'eau d'une épaisseur infiniment mince, sans quoi le contact n'aurait pas lieu, et que la très faible quantité de chaleur que cette couche d'eau doit perdre pour passer à l'état solide peut être absorbée par la glace sans changer d'une manière apparente son état de solidité. Cette circonstance aidant à cette variété de l'affinité que Faraday a désignée sous le nom de *puissance de solidification de la glace sur l'eau*, il semble qu'il ne doive plus rester de doute sur l'explication que cet illustre savant a donnée du phénomène du regel. Que la pression facilite le regel, en multipliant les points de contact entre les surfaces des glaçons, rien ne s'y oppose; que si, par une forte pression, on parvient à liquéfier entre les glaçons en contact une mince couche de glace qui, la pression cessant, revient immédiatement à l'état solide en restituant à la glace la chaleur qu'elle lui avait prise pour se liquéfier, il semble qu'on peut voir là un phénomène particulier qui paraît devoir être distingué du regel par simple contact. En effet, c'est de la glace amenée mécaniquement à l'état liquide au-dessous de zéro, et qui se congèle dès que l'effort mécanique cesse.

---

révèle lorsqu'on fait passer dans une plaque de glace un rayon solaire. La chaleur absorbée fond d'abord la partie amorphe de la glace, en laissant intacts et visibles les cristaux noyés dans la glace. En supposant que la partie amorphe fonde à la température zéro, il en résulte que la partie cristalline ne fondra qu'à une température supérieure à zéro et qu'elle peut, par conséquent, absorber une petite quantité de chaleur sans fondre.

La constitution intérieure de la glace constatée par l'expérience de laboratoire de M. Tyndall est un fait bien connu et observé par M. Tyndall lui-même dans les Alpes.

Constitution de la glace dans les lacs supérieurs des Pyrénées. — Dans les lacs des Pyrénées situés à 2000^{m} d'altitude et au-dessus, la glace atteint en hiver jusqu'à 0^{m},50 d'épaisseur. C'est d'abord la couche superficielle de l'eau qui se congèle; l'épaisseur de la glace augmente peu à peu par la congélation de l'eau au contact de la face inférieure de la couche glacée.

Cet accroissement de la glace dans les lacs n'est pas sans analogie avec la formation des cristaux au fond d'un liquide saturé ou d'un dépôt solide stratifié au fond des mers; mais, tandis que dans le liquide saturé les cristaux s'étendent sur les cristaux et finissent par former une masse cristalline compacte et homogène, tandis que la même homogénéité se retrouve dans la couche sous-marine, tout autre est le résultat dans la solidification tranquille de l'eau des lacs.

Lorsque les chaleurs reviennent, la glace plongée dans l'eau fond en général sous deux influences combinées. La glace couverte de neige par l'hiver est inaccessible à la chaleur directe du soleil; mais elle reçoit l'eau provenant de la fonte de la neige qu'elle supporte, et, d'autre part, le lac, alimenté par la fonte des neiges qui couvrent en hiver son bassin d'alimentation, reçoit de l'eau à une température très voisine de zéro. Son niveau s'élève; la glace qui le couvre est baignée sur ses deux faces supérieure et inférieure par de l'eau dont la température est très peu supérieure à zéro.

Dans cet état de choses, la fusion de la couche de glace est et ne peut être que très lente. Si la glace avait une constitution homogène, il est rationnel de penser que la fusion devrait se faire, tant au-dessus qu'au-dessous, par couches successives parallèles à la surface du lac. Il n'en est rien.

Si, lorsque la fonte a déjà désagrégé la glace, on en détache un bloc, on trouve que la couche glacée a conservé presque toute son épaisseur, mais que le bloc n'est plus qu'un faisceau de prismes de glace presque sans liaisons, et dont la direction est normale à la surface du lac. On croirait voir ces aiguilles de glace cristallisée qui, par des temps calmes très froids, sortent d'un sol poreux encore chaud et humide.

La longueur des prismes étant sensiblement égale à l'épaisseur de la glace

qui couvrait le lac, la première action de l'agent qui a déterminé la fusion s'est donc portée sur une espèce de glace amorphe interposée entre les prismes cristallisés et plus pénétrable ou plus fusible.

Les prismes ne fondent que plus tard et à une température plus élevée.

On serait tenté de croire que l'eau des lacs supérieurs des Pyrénées est pure et que, pour certains de ces lacs dont l'eau n'a coulé que sur le granit, cette pureté est presque parfaite. Cependant la lente décomposition des granits dont nous avons parlé plus haut et la constitution mi-partie cristalline et amorphe de la glace prouvent clairement le contraire.

Les faits observés sont analogues à ceux que les marins ont constatés dans les mers polaires, où le froid partage l'eau de mer en deux parts dont l'une, presque pure ou peu chargée de sels, se solidifie tout d'abord, tandis que l'autre, plus chargée, ne se congèle qu'à une température plus basse et fond la première quand revient la chaleur.

Quoi qu'il en soit, les observations que nous venons de rapporter révèlent dans la constitution de la glace une disposition qui lui permet d'absorber de faibles quantités de chaleur, de subir, par conséquent, un commencement de fusion dans ses parties les plus accessibles à l'action calorifique, sans que la fusion puisse s'étendre aux parties cristallisées, moins aisément fusibles, et diminuer leur cohésion.

Conclusion. — Si l'on se reporte au phénomène du regel, on verra qu'entre les glaçons en contact il ne peut exister qu'une couche d'eau d'une épaisseur infiniment mince, sans quoi le contact n'aurait pas lieu, et que la très faible quantité de chaleur que cette couche d'eau doit perdre pour passer à l'état solide peut être absorbée par la glace sans changer d'une manière apparente son état de solidité. Cette circonstance aidant à cette variété de l'affinité que Faraday a désignée sous le nom de *puissance de solidification de la glace sur l'eau*, il semble qu'il ne doive plus rester de doute sur l'explication que cet illustre savant a donnée du phénomène du regel. Que la pression facilite le regel, en multipliant les points de contact entre les surfaces des glaçons, rien ne s'y oppose; que si, par une forte pression, on parvient à liquéfier entre les glaçons en contact une mince couche de glace qui, la pression cessant, revient immédiatement à l'état solide en restituant à la glace la chaleur qu'elle lui avait prise pour se liquéfier, il semble qu'on peut voir là un phénomène particulier qui paraît devoir être distingué du regel par simple contact. En effet, c'est de la glace amenée mécaniquement à l'état liquide au-dessous de zéro, et qui se congèle dès que l'effort mécanique cesse.

CHAPITRE VIII.

THÉORIE ANALYTIQUE DU MOUVEMENT DES GLACIERS.

Hypothèse sur la constitution des glaciers. — Lorsqu'un glacier est saturé d'eau par la fonte superficielle de la glace ou de la neige, ce qui est son état habituel, même en hiver où la fonte superficielle est très réduite, la glace paraît compacte et diaphane; elle a la translucidité vitreuse de la glace formée sur une eau tranquille. Si l'on isole deux plaques de ces deux espèces de glace, en les posant verticalement sur leur tranche, la glace d'eau restera diaphane et compacte, tandis que la glace glaciaire, perdant peu à peu son eau, deviendra blanche, opaque et facile à désagréger. Elle accusera sa constitution granuleuse et rappellera ainsi que la glace des glaciers n'est qu'une masse de grumeaux de névés agglomérés.

L'agglomération, favorisée par le regel, est d'autant plus complète qu'on pénètre plus avant dans les profondeurs du glacier. Les grumeaux de névés, soumis à une pression qui croît avec la profondeur, se brisent, leurs angles s'émoussent, de plus larges contacts s'établissent entre eux, et la cohésion établie par le regel augmente avec la condensation de la masse glacée.

Les lois suivant lesquelles la condensation et la cohésion varient sous l'action de la pression résultant du poids de la masse glacée sont inconnues. Un fragment de glace détaché de l'intérieur d'un glacier offre l'aspect des corps solides amorphes. On a rarement, dans la nature, le spectacle de corps pareils se rompant sous leur propre poids, tandis que les glaciers se rompent et se meuvent. Le mouvement propre des tranches après la rupture tend à faire supposer que la rupture elle-même ne serait pas étrangère à la cause du mouvement. C'est donc la rupture des glaciers qu'il faut tout d'abord étudier. Mais, pour soumettre à l'analyse les conditions dans lesquelles un glacier peut se rompre, une hypothèse sur la constitution intérieure des glaciers est nécessaire. Pour être facilement soumise au calcul, la loi supposée doit être simple : pour qu'elle conduise à des résultats possibles, il faut qu'elle soit empruntée à la nature même du sujet. C'est ce que nous avons essayé de faire.

Nous supposons :

1° Qu'un glacier, de sa surface à son lit, n'est qu'une masse de névé à divers degrés de condensation;

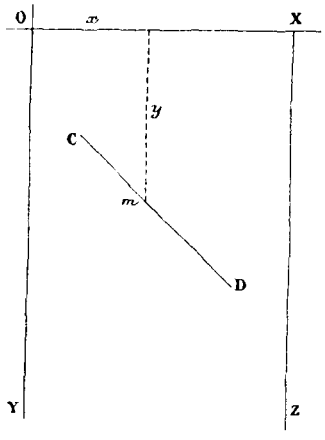
2° Que le degré de condensation est proportionnel à la profondeur en contre-bas de la surface et, par conséquent, proportionnel à la pression verticale supportée par chaque grumeau de névé;

3° Que la cohésion des grumeaux de névé est proportionnelle à la multiplicité des contacts résultant de la condensation et, par conséquent, proportionnelle à la pression verticale produite par la colonne de glace qui pèse sur chaque grumeau.

Ligne de rupture d'une masse de névés limitée à un plan horizontal. — Recherchons, d'après ces bases, comment peuvent se produire les grandes crevasses des glaciers.

Considérons d'abord une masse de névés limitée à un plan horizontal OX (*fig.* 24), ainsi qu'on peut la trouver au point culminant d'un glacier en formation, et à un plan vertical XZ.

Fig. 24.



Nous supposons la masse homogène et la cohésion en un point quelconque m de la masse égale dans tous les sens et proportionnelle à la charge de glace qui pèse sur ce point.

Nous supposons la masse glacée coupée par un plan vertical YOX, parallèle au mouvement que la masse tend à prendre sous l'action de la pesanteur. Les coordonnées x, y de la courbe de rupture sont comptées à partir du point O sur les axes OX, OY. Soit CD la courbe d'équilibre suivant laquelle la rupture va se faire.

Appelons p le poids moyen de l'unité de volume de la masse glacée qui pèse sur le point m.

Le poids de la colonne verticale de névé qui pèse au point m sur l'élément ds de la courbe de rupture sera représenté par

$$p\,y\,dx,$$

dx étant la projection de l'élément ds sur l'axe OX.

Ce poids se décompose en deux forces : l'une, normale à l'élément ds, qui est détruite par la résistance de la masse glacée située au-dessous de cet élément; l'autre, parallèle à cet élément, tend à faire glisser la colonne $pydx$ sur sa base ds. Cette dernière a pour valeur

$$pydx\frac{dy}{ds}.$$

La cohésion étant, par hypothèse, proportionnelle à la pression sera, autour du point m, proportionnelle à la charge y qui a produit la cohésion.

Si c est le rapport de la cohésion à la pression, la cohésion sur la longueur de l'élément ds aura pour valeur

$$pcy\,ds.$$

La cohésion, qui est la même dans tous les sens autour du point m, est la seule force qui puisse faire équilibre à la composante de la pression dirigée suivant l'élément ds.

S'il y a équilibre, on devra avoir

$$pydx\frac{dy}{ds} = pcy\,ds$$

ou bien, en remplaçant ds par sa valeur en fonction de dx et dy,

$$c\,dx^2 + c\,dy^2 - dx\,dy = 0,$$

équation qui peut se mettre sous la forme

$$\left(\frac{dx}{dy}\right)^2 - \frac{1}{c}\frac{dx}{dy} + 1 = 0,$$

d'où l'on tire

$$\frac{dx}{dy} = \frac{1}{2c} \pm \frac{1}{2c}\sqrt{1-4c^2}.$$

Ce sont là les équations de deux lignes droites qui font des angles égaux, de part et d'autre d'une droite médiane dont l'inclinaison avec l'axe des y a pour tangente trigonométrique

$$\frac{1}{2c}.$$

On voit que ces deux droites, données par le calcul comme lignes de rupture de la masse glacée, ne sont réelles, c'est-à-dire qu'il n'y aura rupture qu'autant que la condition $c < \frac{1}{2}$ sera réalisée.

De ces deux droites, l'une est parallèle à la droite

$$x = \frac{1}{2c}(1+\sqrt{1-4c^2})y;$$

l'autre est parallèle à la droite

$$x = \frac{1}{2c}(1 - \sqrt{1 - 4c^2})y.$$

Si c est très petit et représente une cohésion comparable à celle des liquides, la première ligne de rupture se rapproche de plus en plus de l'horizontale OX. La masse s'écoulera suivant la pente de cette ligne; mais en même temps la seconde ligne de rupture se rapproche de plus en plus de la verticale OY. Ce n'est plus un écoulement, c'est une chute. C'est un phénomène analogue à celui qui se produirait si, dans un vase plein d'eau, une des faces latérales et le fond venaient tout à coup à manquer.

Rien ne semble, d'ailleurs, s'opposer à la coexistence des deux lignes de rupture données par le calcul; mais, dans la pratique, l'écoulement de superficie indiqué par la première ligne de rupture passera inaperçu en présence de la chute brusque qui se fera suivant la seconde ligne.

Lorsque la valeur de c se rapproche de sa limite supérieure $\frac{1}{2}$, les deux lignes de rupture se rapprochent de la ligne médiane dont l'équation est

$$x = \frac{1}{2c}y;$$

mais on voit que la ligne de rupture, dans l'équation de laquelle le radical entre avec le signe $-$, aura une action prépondérante et que ce sera, dans la pratique, la seule ligne de rupture dont il restera vestige après l'éboulement vers l'aval de la masse située au-dessus de cette ligne.

Lorsque, enfin, la valeur de c devient égale à $\frac{1}{2}$, les deux lignes de rupture se réduisent à une seule dont l'inclinaison sur l'horizon est de 45°.

Courbe de rupture d'une masse de glace glaciaire limitée à un plan horizontal. — L'étude que nous venons de faire se rapporte spécialement aux grandes masses de névé à la surface desquelles la cohésion est nulle ou à peu près. Tel est, en effet, l'état des glaciers dans la région élevée des névés où la glace n'apparaît jamais.

Elle y existe pourtant, mais ensevelie sous les couches profondes des névés. Nous avons décrit plus haut la transition insensible du névé à la glace, nous n'y reviendrons pas. Il nous suffit, pour le moment, d'indiquer comment les glaciers supérieurs à la ligne des neiges dites *perpétuelles* peuvent se rompre.

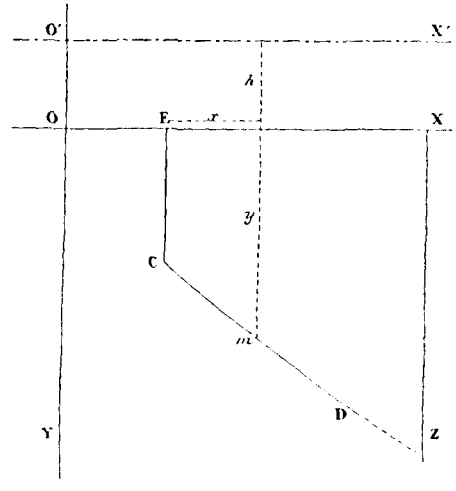
Lorsque, dans la lente évolution qui l'emporte vers l'aval, une masse de névé arrive à la limite des vieilles neiges, le névé disparaît et laisse à nu la glace compacte nourrie par la fonte des neiges superficielles.

La glace apparaît avec ses nombreuses crevasses dont la plupart avaient jus-

qu'alors été dissimulées sous les neiges que chaque hiver amène sur les hautes cimes occupées par les névés. Ce sont les conditions de la rupture de la glace compacte, telle qu'elle résulte de la lente solidification des névés que nous allons maintenant étudier.

Considérons, en effet, une masse de glace glaciaire limitée à un plan horizon-

Fig. 25.



tal OX (*fig.* 25), ainsi que cela peut se rencontrer en un point d'un glacier où la pente serait nulle, et à un plan vertical XZ.

Nous supposons la masse de glace homogène et la cohésion en un point quelconque de la masse égale dans tous les sens.

Supposons que la cohésion à la surface OX soit le résultat de la pression d'une couche de névé ou de glace disparue d'épaisseur h.

Admettons encore que la cohésion autour d'un point quelconque m pris dans la masse, étant le résultat de la charge des couches supérieures, est proportionnelle à cette charge.

Nous supposons, comme ci-dessus, la masse de glace coupée par un plan vertical YOX, parallèle à la direction du mouvement que le glacier tend à prendre en se rompant. Les coordonnées de la courbe de rupture sont comptées à partir du point O sur les axes OX, OY.

Soit CD la courbe d'équilibre suivant laquelle la rupture va se faire. Désignons de nouveau par p le poids de l'unité de volume de la glace. Le poids de la colonne verticale de glace qui pèse au point m sur l'élément ds de la courbe sera représenté par $py\,dx$, dx étant la projection de ds sur l'axe OX.

Ce poids se décompose en deux forces : l'une, normale à l'élément ds, est détruite par la résistance de la masse de glace située au-dessous de cet élément; l'autre, parallèle à l'élément ds, tend à faire glisser la colonne $py\,dx$ sur sa

base ds. Cette dernière composante a pour valeur

$$py\,dx\frac{dy}{ds}.$$

La cohésion étant, par hypothèse, proportionnelle à la pression sera, autour du point m, proportionnelle à la charge $y+h$ qui a produit la cohésion.

Si c est le rapport de la cohésion à la pression, la cohésion sur l'élément ds aura pour valeur

$$pc(y+h)\,ds.$$

La cohésion, qui est la même dans tous les sens autour du point m, est la seule force qui puisse équilibrer la composante de la pression dirigée suivant l'élément ds. S'il y a équilibre, on devra avoir

$$py\,dx\frac{dy}{ds}-pc(y+h)\,ds=0$$

ou bien

$$y\,dx\,dy-c(y+h)\,ds^2=0. \tag{1}$$

Remplaçant ds par sa valeur en fonction de dx et dy, l'équation (1) devient

$$\left(\frac{dx}{dy}\right)^2-\frac{y}{c(y+h)}\frac{dx}{dy}+1=0. \tag{2}$$

Telle est l'équation différentielle de la courbe le long de laquelle les deux seules forces qu'il y a lieu de considérer dans la rupture d'un glacier, la pesanteur et la cohésion, se font équilibre. C'est donc suivant cette courbe que la rupture de la masse aura lieu.

On peut remarquer en passant que, si $h=0$, la courbe est ramenée à la ligne droite trouvée dans la recherche de la courbe de rupture des névés.

L'équation (2) représente la tangente à la courbe de rupture au point dont l'ordonnée est y : elle peut se mettre sous la forme

$$\left\{\frac{dx}{dy}-\frac{y}{2c(y+h)}-\sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2-1}\right\}\left\{\frac{dx}{dy}-\frac{y}{2c(y+h)}+\sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2-1}\right\}=0.$$

Il y a deux tangentes pour la même ordonnée : il y a donc deux courbes de rupture. L'équation de l'une des tangentes est

$$\frac{dx}{dy}=\frac{y}{2c(y+h)}+\sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2-1}; \tag{3}$$

l'équation de l'autre est

$$\frac{dx}{dy}=\frac{y}{2c(y+h)}-\sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2-1}. \tag{4}$$

Il est facile de voir, en mettant les équations des tangentes sous la forme

$$(3)\qquad \frac{dx}{dy} = \frac{1}{2c\left(1+\frac{h}{y}\right)} + \sqrt{\left[\frac{1}{2c\left(1+\frac{h}{y}\right)}\right]^2 - 1}$$

et

$$(4)\qquad \frac{dx}{dy} = \frac{1}{2c\left(1+\frac{h}{y}\right)} - \sqrt{\left[\frac{1}{2c\left(1+\frac{h}{y}\right)}\right]^2 - 1},$$

que la tangente trigonométrique de l'angle que la tangente à la courbe de rupture fait avec l'axe des y augmente avec y dans la courbe représentée par l'équation (3), et que cette même tangente trigonométrique diminue lorsque y augmente dans la courbe représentée par l'équation (4).

La première de ces deux courbes de rupture tourne sa concavité à droite. Le sens de cette courbure est conforme aux données de l'expérience.

La seconde, au contraire, tourne sa convexité à droite. Cette solution, contraire aux données de l'expérience, doit être écartée.

En ne considérant que la courbe de rupture représentée par l'équation (3), il est facile de voir que cette courbe a une asymptote parallèle à la droite

$$x = \left(\frac{1}{2c} + \sqrt{\frac{1}{4c^2} - 1}\right) y$$

ou bien

$$x = \frac{1}{2c}\left(1 + \sqrt{1 - 4c^2}\right) y;$$

on reconnaît la ligne de rupture des névés. La courbe de rupture plonge donc indéfiniment vers la droite.

Conditions de la rupture. — Recherchons maintenant les conditions de son existence. Reprenons l'équation différentielle

$$(3)\qquad \frac{dx}{dy} = \frac{y}{2c(y+h)} + \sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2 - 1}.$$

L'intégrale de cette équation permettrait de construire la courbe par points et de dessiner sa forme; mais cette intégrale se présente sous la forme d'une série nombreuse de termes longs à calculer et qui n'a pas grand intérêt, car on peut heureusement étudier suffisamment la forme de la courbe avec l'équation différentielle, sans recourir à l'intégrale.

Si, sans changer l'axe des y, on relève l'axe des x de la hauteur h en le plaçant suivant O'X', ce qui revient à remplacer, dans l'équation différentielle (3),

y par $Y - h$, cette équation devient

$$(5) \qquad \frac{dx}{dY} = \frac{Y-h}{2cY} + \sqrt{\left(\frac{Y-h}{2cY}\right)^2 - 1},$$

qui peut être mise sous la forme

$$(6) \qquad \frac{dx}{dY} = \frac{Y-h}{2cY} + \frac{\sqrt{1-4c^2}\sqrt{Y^2 - \frac{2hY}{1-4c^2} + \frac{h^2}{1-4c^2}}}{2cY}.$$

Sous l'une et l'autre forme, mais mieux sous la seconde, on voit que, tant que c sera plus grand que $\frac{1}{2}$, la tangente sera imaginaire. La courbe le sera donc aussi, c'est-à-dire qu'il n'y aura pas rupture.

Dans le cas particulier où $c = \frac{1}{2}$, l'équation différentielle (6) se réduit à

$$\frac{dx}{dY} = \frac{Y-h}{Y}.$$

L'intégrale, mise sous la forme

$$x = A + \int dY - \int h\frac{dY}{Y},$$

se simplifie et, au lieu d'un grand nombre de termes, se réduit à

$$x = A + Y - h\log Y.$$

C'est un logarithmique facile à construire.

Dans le cas général, la courbe n'est réelle et la rupture ne devient, par conséquent, possible que lorsque le rapport c de la cohésion à la pression descend à $\frac{1}{2}$ et au-dessous.

Il faut donc que la cohésion soit inférieure ou, au plus, égale à la moitié de la pression pour que la rupture soit possible.

Origine de la courbe de rupture. — L'équation (5) montre plus particulièrement que la courbe de rupture ne peut exister qu'autant que la condition

$$\frac{Y-h}{2cY} = \quad \text{ou} \quad > 1$$

est remplie, et qu'elle ne peut commencer à exister qu'au point dont l'ordonnée CE satisfait à la condition

$$\frac{Y-h}{2cY} = 1,$$

ce qui donne, pour Y, la valeur

$$Y = \frac{h}{1-2c}.$$

Il résulte de cette valeur de Y que, si faible que soit le rapport de la cohésion à la pression ou, en d'autres termes, si faible que soit la cohésion, Y sera plus grand que h : ce qui veut dire que le point C où la courbe de rupture commencera sera toujours au-dessous de la surface de la masse glacée.

La courbe de rupture prend donc naissance dans l'intérieur du massif, en un point C; elle n'arrive pas à la surface supérieure; elle s'arrête en contre-bas de cette surface à une profondeur marquée par

$$y = Y - h = \frac{h}{1 - 2c} - h = \frac{2ch}{1 - 2c}.$$

Dans le cas particulier où l'on a

$$\frac{Y - h}{2cY} = 1,$$

la valeur de $\frac{dx}{dY}$ donnée par l'équation (5) se réduit à l'unité. Dans ce cas, la courbe de rupture prend naissance à un point situé à l'intérieur de la masse glacée, à la profondeur $\frac{2ch}{1 - 2c}$ en dessous de la surface, et la tangente à la courbe en ce point fait avec l'axe des y un angle de 45°.

La courbe est comprise entre cette tangente à son point d'origine et l'asymptote dont nous avons donné plus haut l'équation. Sa forme est donc assez indiquée.

Ouverture d'une première crevasse. — Dans la recherche que nous venons de faire de la courbe de rupture de la masse de glace terminée à un plan horizontal, nous avons supposé que chaque élément de courbe était chargé d'un prisme vertical de glace sans liaison avec ses voisins.

En réalité, tous ces prismes sont liés les uns aux autres par la cohésion et réunis en un faisceau adhérent de toutes parts à la masse glacée.

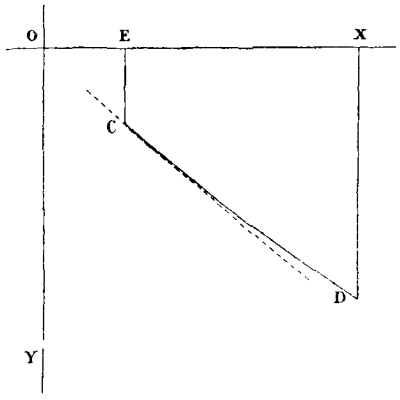
Pour que ce faisceau, que nous supposerons terminé au plan vertical DX, se détache du massif et tende à glisser sur la courbe CD (*fig.* 26) que nous supposons courbe de rupture, il faut que la cohésion qui lie le faisceau ou le solide, dont la coupe verticale est représentée par le polygone ECDX, au reste du massif par la face CE soit vaincue.

On conçoit aisément que, tant que l'épaisseur EX du solide sera faible, le prisme restera adhérent au massif; mais que, à mesure que cette épaisseur augmentera, un moment arrivera où le solide, qui n'avait jusqu'alors que la possibilité d'exister, se déterminera par la rupture presque instantanée suivant le joint courbe CD, immédiatement suivie de la rupture suivant le joint vertical CE.

La rupture sera très rapide, presque instantanée, mais il est rationnel de

penser qu'elle se fera de proche en proche, en commençant vers la partie la plus basse du joint courbe CD, où la composante élémentaire, tangente à la courbe de rupture, est la plus grande, et que la rupture devra se propager vers le point C.

Fig. 26.



Dès lors le solide prismatique qui a pour section le polygone CEXD placé sur la face courbe CD tendra à glisser comme sur un plan incliné, et le joint vertical CE s'ouvrira. Le solide glissant sur le joint courbe CD descendra jusqu'à ce qu'il vienne heurter contre un obstacle du lit du glacier.

Voilà donc la première crevasse ouverte.

Joints de glissement et d'arrachement. — Jusqu'au moment où le joint CE s'ouvre, la cohésion qui empêche ce joint de s'ouvrir est supérieure à l'effort qui tend à détacher de la masse glacée le solide CEXD. Cet effort ne prend naissance qu'à l'instant où la rupture suivant le joint CD vient de se produire, et que le glissement du solide sur ce joint commence.

Bien que, lorsqu'un glacier se rompt, il semble que tout se passe dans un même instant, il paraît cependant évident que le phénomène a deux phases, dont l'une précède nécessairement l'autre. Dans la nature, les éboulements terreux ou rocheux ne se produisent pas d'un seul coup : un travail interne de désagrégation plus ou moins long et quelquefois très apparent précède toujours l'éboulement. Il n'y a pas de raison pour qu'il en soit autrement dans l'éboulement d'une masse de glace. Le travail de désagrégation qui prépare la formation du joint de rupture CD peut donc être assez long. Ce joint peut bien commencer à se dessiner par le bas vers le point D. La rupture peut se propager peu à peu de D vers C. Quoi qu'il en soit, tant que le point C n'est pas atteint, l'effort qui tend à ouvrir le joint CE n'a pas acquis toute son intensité, et le joint reste fermé. Mais, à l'instant où la rupture atteint le point C, ce n'est plus un glissement qu'il s'agit alors de produire, c'est un arrachement violent sur une substance inextensible; la séparation doit donc être instantanée.

La rupture de la masse glacée se fait donc suivant deux joints essentiellement différents : l'un courbe, CD, est joint de glissement; l'autre vertical, CE, est joint d'arrachement.

Cohésion du joint d'arrachement. — Au moment où le joint CE s'ouvre, la composante horizontale de la force qui produit la séparation est égale et directement opposée à l'action également horizontale de la cohésion qui lie les deux parois du joint. Il est utile de connaître la valeur de ces composantes horizontales : nous allons la chercher.

La pression verticale élémentaire qui s'exerce sur l'élément ds de la courbe de rupture a pour valeur, dans le système des axes OX, OY auquel nous revenons,

$$p y\, dx.$$

Cette pression se décompose en deux forces : l'une, normale à la courbe de rupture, est détruite par la résistance du massif glacé inférieur à cette courbe; l'autre est tangente à la courbe de rupture; elle a pour valeur

$$p y\, dx \frac{dy}{ds}.$$

Cette dernière, estimée horizontalement, a pour valeur

$$\frac{p y\, dx \frac{dy}{ds}}{\frac{dx}{ds}}$$

ou bien

$$p y\, dy.$$

Les actions élémentaires horizontales dont nous venons de donner l'expression agissent depuis le point C où la courbe de rupture commence, et dont l'ordonnée est

$$y_0 = \frac{2ch}{1-2c},$$

jusqu'au point D dont l'ordonnée est y. Leur somme est exprimée par

$$\int_{y_0}^{y} p y\, dy.$$

C'est la valeur de la composante horizontale de la force qui tend à ouvrir le joint CE.

La cohésion qui lie entre elles les deux parois du joint CE a pour valeur, sur l'unité de surface au point E dont l'ordonnée est h,

$$pch;$$

au point C dont l'ordonnée est $\frac{2ch}{1-2c}$, la cohésion a pour valeur

$$pch + pc\frac{2ch}{1-2c} = \frac{pch}{1-2c}.$$

La cohésion croissant uniformément avec la profondeur suivant l'hypothèse établie plus haut, et basée sur la multiplicité croissante des contacts des grumeaux de la glace glaciaire, la cohésion totale sur une zone ayant l'unité pour largeur entre les points C et E sera représentée par l'aire d'un trapèze dont la hauteur CE a pour valeur

$$\frac{2ch}{1-2c},$$

et dont les côtés parallèles sont les cohésions

$$pch \quad \text{et} \quad \frac{pch}{1-2c}.$$

L'aire de ce trapèze est

$$\frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}.$$

A l'instant où la rupture du joint d'arrachement CE éclate, il doit y avoir équilibre entre la cohésion dont nous venons de donner la valeur et la somme des actions élémentaires horizontales trouvée plus haut; on doit donc avoir

$$\int_{y_0}^{y} py\,dy = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}.$$

Dimensions du solide minimum capable de produire la rupture. — Si l'on prend l'intégrale du premier membre de cette équation entre les limites y_0 et y, en remplaçant y_0 par sa valeur donnée plus haut

$$y_0 = \frac{2ch}{1-2c},$$

l'équation pourra se mettre sous la forme

$$\frac{1}{2}py^2 - \frac{1}{2}p\frac{4c^2h^2}{(1-2c)^2} - \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2} = 0,$$

équation qui se réduit à

$$y^2 - \frac{8c^2h^2 - 2c^3h^2}{(1-2c)^2} = 0 \qquad \text{ou} \qquad y = \pm\frac{2ch}{1-2c}\sqrt{2-c}.$$

Des deux valeurs de y, l'une, étant négative, placerait le point y au-dessus du massif glacé et ne peut avoir aucune application pratique.

L'autre, que nous désignerons par y_1, est seule admissible. Et encore faut-il que c soit plus petit que $\frac{1}{2}$; car, s'il est plus grand, la valeur de y_1 change de signe; y_1 devient négatif et, par conséquent, inadmissible.

La condition $c < \frac{1}{2}$ est, on se le rappelle, la condition nécessaire pour que la courbe de rupture existe; elle devait se retrouver dans la seule valeur admissible de y_1.

En se reportant à la situation d'équilibre instable dans laquelle le solide CEXD se détache de la masse glacée, on reconnaît que ce solide compris entre les ordonnées y_0 et y_1 que nous venons de calculer est le solide minimum capable de rompre la cohésion qui lie les deux parois du joint d'arrachement.

La courbe de rupture devra se prolonger vers D jusqu'à ce que le solide, que nous appellerons désormais le *solide minimum*, ait acquis, dans le sens horizontal, une épaisseur suffisante pour que l'équation

$$\int_{y_0}^{y} py\,dy = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}$$

soit satisfaite.

y_1 est donc l'ordonnée du point le plus bas du solide minimum capable de produire la rupture.

Égalité de la cohésion du joint d'arrachement et de la somme, estimée horizontalement, des actions élémentaires développées par le solide minimum, dans la destruction de la cohésion le long de la courbe de rupture. — Il reste, de plus, démontré que la cohésion sur le joint d'arrachement est égale à la somme des actions élémentaires, estimées horizontalement, que le solide minimum développe en détruisant la cohésion sur la courbe de rupture CD. Cette somme est la composante horizontale du poids du solide minimum glissant sur le joint de rupture. Elle est égale à l'effort horizontal qu'il faudrait faire pour empêcher le solide minimum de glisser sur le joint de rupture, abstraction faite du frottement sur ce joint.

Condition pour qu'il y ait rupture. — Examinons les valeurs de y_0 et y_1; ces valeurs sont

$$y_0 = \frac{2ch}{1-2c} \qquad \text{et} \qquad y_1 = \frac{2ch}{1-2c}\sqrt{2-c}.$$

Elles sont liées par la relation très simple

$$y_1 = y_0\sqrt{2-c}.$$

La valeur de y_0 montre que, si le rapport c de la cohésion à la pression se rapproche de sa limite supérieure $\frac{1}{2}$, y_0 augmente rapidement. Il faut, dans ce cas,

descendre profondément dans l'intérieur de la masse glacée pour rencontrer le point C où la courbe de rupture prend naissance. La valeur correspondante de y_1 montre que la courbe de rupture CD s'abaisse en même temps. Pour qu'il y ait rupture, il faut que le glacier soit assez profond pour que la courbe de rupture puisse se prolonger en contre-bas de son origine, sans rencontrer le lit du glacier, de la quantité $y_1 - y_0$, c'est-à-dire de

$$y_0(\sqrt{2-c}-1).$$

Ruptures plus profondes, mais plus rares en hiver. — C'est en hiver que la fonte superficielle de la glace, qui seule peut diminuer la cohésion, est réduite à son minimum. C'est donc dans cette même saison que la cohésion arrivera à sa plus grande valeur. La conséquence directe de cet état de choses est que les ruptures seront rares en hiver, et que, s'il s'en produit, elles pénétreront plus profondément dans le glacier. Et, sans qu'il soit besoin de rechercher la valeur de l'abscisse comprise entre les valeurs de y_0 et y_1, il est certain que cette valeur sera considérable, c'est-à-dire que les tranches du glacier séparées par les ruptures en hiver seront d'autant plus épaisses que la rupture sera plus profonde.

Ruptures plus fréquentes en été. — C'est tout le contraire en été. Les valeurs de y_0 et y_1 diminuent avec la cohésion ; la profondeur CE du joint d'arrachement diminue, le joint de glissement CD remonte et se rapproche de la surface. Le volume du solide minimum capable de produire la rupture diminue. Les crevasses seront nombreuses et peu profondes.

Chute des avalanches. — Supposons, par exemple, que le rapport de la cohésion à la pression ne soit que $\frac{1}{10}$, ce qui est à peu près la consistance des névés récents exposés aux rayons d'un soleil d'été. La valeur de h sera très petite : on l'évaluera très haut en la supposant de 1^m.

Dans ces conditions, la valeur de y_0, ou CE, se réduit à

$$y_0 = \frac{0,2 \times 1^m}{1-0,2} = 0^m,25.$$

C'est donc une couche de névé de très faible épaisseur à sa partie supérieure qui se détachera de la masse. C'est ainsi que se détachent les avalanches.

Continuité du mouvement des tranches détachées du glacier. — Revenons au glacier, et examinons comment, une fois commencé, le mouvement vers l'aval peut se continuer.

Lorsque, dans un glacier, une première rupture se produit, la tranche de glace

détachée glisse sur le joint de rupture et ne tarde pas à se heurter contre les anfractuosités du lit. A peine né, le mouvement semble s'arrêter ou tout au moins ne se propager qu'avec une excessive lenteur, si l'on en juge par le temps que met une crevasse à acquérir une largeur de $0^m,20$ à $0^m,30$.

Après la première tranche, une seconde se détache, qui va heurter la première; puis une troisième, qui vient s'appuyer sur les deux premières. Ainsi, à des intervalles irréguliers suivant l'apport annuel des neiges qui l'alimentent, le glacier se débite en tranches, à partir d'un point qui doit peu varier, et situé dans le voisinage du point culminant où se produit la plus grande accumulation de neiges annuelles.

Les tranches sont très épaisses et profondes si la cohésion est forte au moment où elles se détachent ; elles sont relativement minces et superficielles si, ce qui arrive pendant les chaleurs de l'été, la cohésion vaincue par la fonte des neiges vient à diminuer.

Mais ce qu'il faut remarquer, c'est qu'à l'origine de leur mouvement les tranches, minces ou épaisses, superficielles ou profondes, constituent des monolithes qui descendent chacun sur son joint de rupture comme sur un plan incliné. Chaque tranche vient s'appuyer sur la tranche qui s'est détachée avant elle et exerce sur celle-ci une pression qui tend à la faire marcher vers l'aval.

Poussée. — Quelle que soit la direction de cet effort, il est évident que jusqu'à l'instant où le joint d'arrachement s'est ouvert, cet effort a été équilibré, dans le sens horizontal, par la cohésion du joint d'arrachement. La tranche qui va se détacher possède donc dans le sens horizontal une force égale à la cohésion du joint d'arrachement ; et cette force qui a vaincu la cohésion, elle la possède encore après qu'elle s'est détachée. C'est cette force horizontale que nous appellerons la *poussée*. La poussée est donc égale à la fois, abstraction faite du frottement sur le joint de glissement, à la cohésion sur le joint d'arrachement et à la somme, estimée horizontalement, des actions élémentaires qui ont vaincu la cohésion sur le joint de glissement.

La poussée, qui n'existait pas avant la rupture, prend naissance à l'instant même où la rupture éclate. Émanée de la pesanteur dont elle n'est que la représentation dans une direction déterminée, la poussée se présente comme la cause principale du mouvement des glaciers.

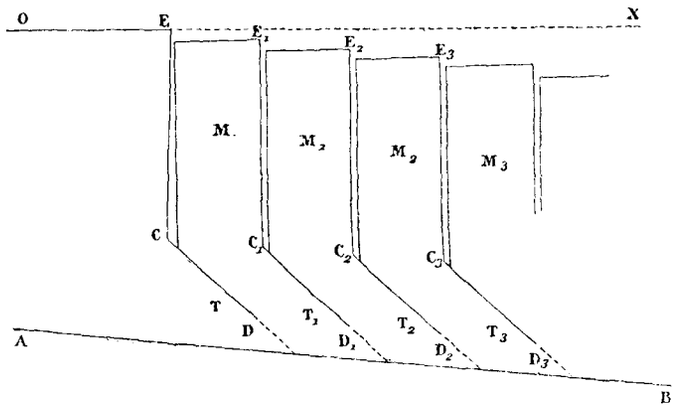
Exemple du mouvement d'un glacier. — Examinons dans un exemple comment le mouvement peut se propager d'une tranche à l'autre.

AB (*fig.* 27) est le lit du glacier; CE, C_1E_1, C_2E_2, C_3E_3 sont les joints d'arrachement de crevasses profondes; CD, C_1D_1, C_2D_2, C_3D_3 sont les courbes de rupture sur lesquelles les tranches M, M_1, M_2, M_3 ont glissé et tendent encore à glisser; M est

la dernière tranche détachée du massif restant à gauche; CE est la crevasse profonde qui vient de s'ouvrir. La tranche M glisse sur le talon de glace T, et vient butter contre le talon T_1 sur lequel la tranche M_1 a glissé antérieurement. La tranche M_1 butte contre le talon T_2 sur lequel la tranche M_1 a glissé à son tour. La tranche M_2 transmet à la tranche M_3 la pression résultant de son propre glissement sur la courbe de rupture C_2D_2 et des pressions qu'exercent sur elle les tranches situées à gauche.

Dans les couches profondes du glacier, les courbes de rupture viennent rencontrer le lit rocheux du glacier. Chaque tranche vient butter contre le talon sur lequel la tranche détachée avant elle a glissé. Sous la pression de ce que nous

Fig. 27.



avons appelé la poussée, les talons T, T_1, T_2, ... sont broyés et chassés vers l'aval. Ainsi le glacier, divisé en un grand nombre de tranches ayant chacune une tendance à glisser sur son propre joint de rupture, tend à se mouvoir vers l'aval.

Valeur de la poussée. Discussion de cette valeur. — Les forces qui sont ici en jeu sont considérables : un exemple numérique que nous donnerons tout à l'heure permet d'en apprécier l'importance. C'est la poussée de chaque tranche sur celle sur laquelle elle est venue s'appuyer en se détachant qui tend à produire le mouvement. Nous connaissons la valeur de cette poussée, nous en avons donné l'expression.

Qu'on se reporte en effet à la recherche que nous avons faite plus haut de la somme des actions élémentaires horizontales qui agissent depuis le point où la courbe de rupture commence jusqu'à celui où l'épaisseur horizontale du solide minimum capable de produire la rupture est acquise.

Cette somme d'actions horizontales n'est autre que la poussée que la tranche détachée va exercer sur la tranche qui s'est détachée avant elle, à l'instant qui suivra celui de la rupture.

Cette poussée en laquelle l'action incessante de la pesanteur vient de se transformer par la rupture est incessante comme elle, et, dans notre opinion, elle est la cause principale du mouvement du glacier vers l'aval.

La valeur de la poussée est donnée par le second membre de l'équation

$$\int_{y_0}^{y} p\,y\,dy = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}.$$

Ainsi qu'on l'a vu plus haut, elle est précisément égale à l'effort horizontal nécessaire pour vaincre la cohésion qui, sur l'unité de largeur, lie entre elles les parois du joint d'arrachement situé à l'aplomb de l'origine de la courbe de rupture.

Décomposée en ses éléments primitifs, l'expression réduite peut se mettre sous la forme

$$\mathrm{H} = \frac{2ch}{1-2c}\,\frac{pch}{2} = \frac{pch}{1-2c}.$$

On se souvient, en effet, que le premier terme est la profondeur CE du joint d'arrachement prise dans le sens vertical ; que le second terme est la demi-somme des expressions qui représentent la cohésion au haut et au bas de ce même joint, c'est-à-dire la cohésion moyenne sur la largeur de ce joint.

L étant la longueur de la crevasse, cette expression de la poussée peut être mise aussi sous la forme suivante :

$$\mathrm{HL} = \frac{h}{\frac{1}{2c}-1}\,\frac{pch + \frac{ph}{\frac{1}{c}-2}}{2}\,\mathrm{L}.$$

Si l'on n'a pas oublié que la rupture du glacier ne peut se produire qu'autant que le rapport c de la cohésion à la pression reste inférieur à $\frac{1}{2}$; que la poussée ne peut prendre naissance que si la rupture se produit, il est facile de voir, en examinant les variations des deux premiers termes de cette expression et en se reportant à ce qui précède :

1° Que le premier, qui représente toujours la profondeur du joint d'arrachement, est d'autant plus petit que la fraction c est elle-même plus petite, et que le solide minimum capable de produire la rupture décroît avec la valeur de ce terme ;

2° Que le second terme, qui représente la cohésion moyenne sur le joint d'arrachement, diminue aussi en même temps que c.

L'expression de la valeur de la poussée peut encore être mise sous la forme

suivante :

$$\Pi = \frac{4c^2h^2}{(1-2c)^2}\,\frac{p(1-c)}{2}$$

ou bien

$$\Pi = y_0^2 p\,\frac{1-c}{2}.$$

Mais $y_0 = \frac{y_1}{\sqrt{2-c}}$; substituant à y_0 sa valeur en fonction de y_1, la valeur de la poussée devient

$$\Pi = y_1^2\,\frac{p}{2}\,\frac{1-c}{2-c}.$$

La poussée est donc proportionnelle au carré de l'ordonnée du point le plus bas du solide minimum. Nous aurons plus loin l'occasion d'apprécier l'importance significative de ce rapport.

On a vu plus haut que, dans le cas où c est très petit, $\frac{1}{10}$ par exemple, ce qui correspond à la faible cohésion des névés récents, la profondeur du joint d'arrachement se réduit à $0^m,25$ au plus. Le solide qui, dans ce cas, se détache de la masse glacée est superficiel et de peu d'épaisseur; il glisse sur le joint de rupture et, à peine détaché, il se brise en grumeaux innombrables qu'aucune cohésion ne lie et se précipite vers l'aval : c'est l'avalanche. Il n'y a plus de poussée, c'est une chute.

Appréciation de la poussée par un exemple numérique. — Tout autre est la situation lorsque, au lieu de névé, c'est de glace glaciaire qu'il s'agit. Un exemple va nous permettre d'examiner une rupture et ses conséquences.

Reprenons l'expression de la poussée par mètre courant de crevasse

$$\Pi = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}.$$

Supposons le poids p du mètre cube de glace glaciaire évalué en tonnes de 1000^{kg}, et fixé à $0^T,9$;

Supposons le rapport c de la cohésion à la pression fixé à $0,4$;

Supposons $h = 100^m$, ce qui revient à dire qu'il faut une pression d'environ 9^{atm} pour réduire le névé à la consistance de la glace glaciaire.

Ces valeurs, introduites dans l'expression de la poussée, donnent

$$\Pi = 43\,200^T.$$

Dans cette valeur, la cohésion à la surface de la glace, au point a (*fig.* 28), est

$$E = 36^T;$$

la cohésion au bas du joint d'arrachement, au point b, est

$$E_1 = 180^T,$$

d'où résulte, pour la valeur de la cohésion moyenne sur le joint d'arrachement,

$$E_m = 108^T.$$

La hauteur $y_0 = \frac{2ch}{1-2c}$ du joint d'arrachement est

$$y_0 = 400^m.$$

La profondeur à laquelle atteint le point le plus bas du solide minimum capable de produire la rupture, désignée plus haut par

$$y_1 = y_0\sqrt{2+c},$$

est

$$y_1 = 505^m,96;$$

d'où

$$y_1 - y_0 = 105^m,96.$$

A cette profondeur, la cohésion de la glace a pour expression

$$E_2 = pc[h + y_0 + (y_1 - y_0)],$$

et pour valeur, en nombre rond,

$$E_2 = 218^T,15.$$

Telle est la cohésion au point e le plus bas du solide minimum capable de produire la rupture. Supposons ce solide prismatique détaché : nous le représentons ci-contre (*fig.* 28) dessiné à l'échelle de $0^m,01$ pour 100^m.

Dans cette figure

OX est la surface supérieure du glacier ;
abcd est la position initiale du prisme M avant la rupture ;
a'b'c'd' est la position très voisine du même solide après la rupture.

Au moment où le joint *ab* s'ouvre, le joint *fe* tend à s'ouvrir en *f*; toute la poussée se porte vers le point *e* qui est chassé vers *e'*.

tt_1 est la tangente à l'origine de la courbe de rupture. On sait qu'en ce point $\frac{dx}{dy} = 1$ et que la tangente est à 45° sur la verticale.

ss_1 est la direction de l'asymptote à la courbe de rupture. On sait que l'équation de l'asymptote est

$$x = \frac{1}{2c}\left(1 + \sqrt{1 - 4c^2}\right)y.$$

La valeur hypothétique de $c = 0,4$ portée dans le coefficient de y donne pour ce coefficient la valeur 2. L'équation de l'asymptote est donc

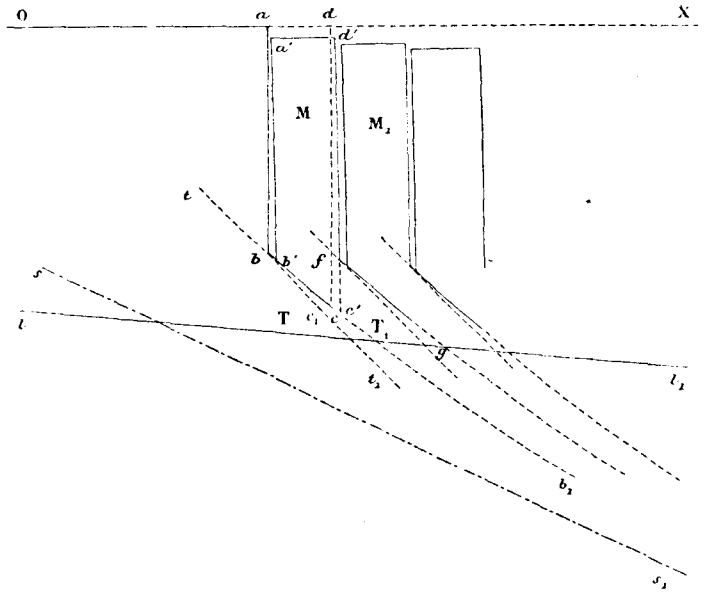
$$x = 2y,$$

ce qui détermine la direction ss_1.

La courbe de rupture, devant être comprise entre la tangente tt_1 et la direction ss_1 de l'asymptote, est représentée approximativement par bb_1.

Au moment de la rupture, le joint ab s'ouvre, le prisme M comprime le

Fig. 28.



talon cfg resté sous le prisme voisin M_1 détaché avant le prisme M. Ce talon T_1, sur lequel s'exerce par la face cf la poussée entière

$$H = 43\,200^T,$$

est refoulé vers l'aval en glissant sur ses appuis quels qu'ils soient, la courbe de rupture bb_1 ou le lit ll_1 du glacier; car la cohésion vient d'être vaincue. Il y a compression sur cf, glissement sur cb_1 et, s'il y a lieu, sur ll_1. Le solide M_1 et le talon T_1, sur lequel il a précédemment glissé lui-même, sont poussés ensemble vers l'aval et le solide M passe de sa position initiale à la position très voisine $a'b'c'd'$.

Il est évident que, si le prisme M devait glisser indéfiniment sur la courbe de rupture bb_1 dont la pente varie entre $\frac{1}{4}$ et $\frac{1}{2}$, il prendrait rapidement des vitesses croissantes comparables à la chute d'une avalanche; mais il n'en est pas ainsi. La pente des vallées dans lesquelles se meuvent les glaciers est généralement faible. La pente moyenne de la Mer de glace entre la jonction des glaciers qui la composent et Montanvert, calculée d'après les nivellements de M. Forbes, n'est pas supérieure à $0^m,10$ par mètre. La pente moyenne du lit de l'ancien glacier qui descendait autrefois du lac d'Orédon entre ce lac et le hameau de Castets, où il débouchait dans la vallée de la Neste, n'est pas supérieure à

$0^m,11$ par mètre. La pente moyenne de la vallée de la Neste que le glacier parcourait ensuite sur environ 40^{km} n'est pas supérieure à $0^m,015$ par mètre.

Cohésion de la glace dans les profondeurs du glacier vaincue par la poussée. — En raison de sa forte pente, la courbe de rupture ne tarde pas à rencontrer le lit du glacier, représenté sur la figure par la ligne ll_1, et c'est contre les anfractuosités et les sinuosités de ce lit que le bas du solide M et le talon T_1 qu'il pousse par le pied viennent se heurter. Nous verrons plus loin comment le frottement énorme qui doit s'opposer au mouvement en de semblables circonstances est vaincu par la poussée. Examinons d'abord comment la cohésion peut être vaincue dans les profondeurs du glacier.

Pour que la poussée puisse s'exercer, il faut d'abord que le frottement sur la courbe de rupture bb_1 soit vaincu ; c'est le moindre des obstacles : on peut admettre qu'il ne fera pas perdre à la poussée plus de $\frac{1}{20}$ de sa puissance. Le solide M agit sur le talon T_1 par sa face fictive cf. Or, la cohésion au point c trouvée plus haut est

$$E_2 = 218^T,15.$$

La cohésion au point f que l'on peut supposer naturellement à la même hauteur que le point b est

$$E_1 = 180^T,$$

ce qui donne, sur la face cf, une cohésion moyenne de

$$\frac{E_1 + E_2}{2} = 199^T.$$

La cohésion sur la face cf du talon T sera donc encore facilement vaincue par la poussée de $43\,200^T$, diminuée de la petite perte due au frottement. La pression sur cf s'exerçant de proche en proche va donc vaincre aisément la cohésion sur la masse entière du talon T et forcer cette masse désagrégée à descendre en se moulant aux sinuosités du lit.

Ralentissement du mouvement par les obstacles du lit et par le regel. — Mais ici la situation change. Au frottement insignifiant du solide M sur la glace de la courbe de rupture succède le rude frottement de la masse désagrégée du talon T sur son lit rocheux.

Au mouvement précipité qui se fût produit sur la courbe de rupture s'il n'y avait pas eu d'obstacles, se substitue un mouvement d'autant plus lent que les obstacles sont plus considérables.

On peut voir en passant que, les obstacles du lit restant les mêmes, si la cohésion diminue, le mouvement devenu plus facile s'accélérera, et que l'inverse

aura lieu si la cohésion augmente. La variation de la vitesse des glaciers de l'hiver à l'été trouve là son explication.

Mais ce n'est pas tout que d'avoir vaincu le frottement, d'avoir rendu ductile la masse du talon T_1 en contact immédiat avec le lit rocheux du glacier, et d'avoir surmonté le frottement de cette masse sur son lit. Il faut encore que la poussée surmonte incessamment une force sans cesse agissante, le *regel*, et qu'elle maintienne à l'état de désagrégation toute la masse des talons T dont la marche vers l'aval est retardée par les aspérités du lit.

Profondeur du joint d'arrachement. — Sans cesse aux prises avec le regel qui profite du moindre temps d'arrêt pour solidifier la masse désagrégée des couches inférieures, il faut, pour vaincre le regel, que les effets de la poussée se propagent jusque dans le voisinage du lit du glacier, c'est-à-dire que le joint d'arrachement plonge jusque vers les extrêmes profondeurs du glacier et qu'il ne reste au-dessous du point le plus bas *c* du solide M, détaché par la rupture, qu'une épaisseur de glace relativement faible, eu égard à la profondeur du joint d'arrachement.

S'il en était autrement, si le joint d'arrachement n'avait que les proportions d'une gerçure superficielle, n'ayant pour effet que de faire descendre des tranches sans profondeur, détachées par des ruptures superficielles, la masse solide presque entière du glacier située au-dessous de ce mouvement de superficie resterait en place. C'est le contraire que l'expérience démontre. Il faut donc que les joints d'arrachement pénètrent jusque dans le voisinage du lit du glacier.

Il semble naturel de conclure de cette discussion que la masse de glace située au-dessous du point le plus bas des solides minima détachés par les ruptures du glacier n'a qu'une épaisseur relativement faible, eu égard à la profondeur des joints d'arrachement.

Action du solide minimum sur la couche en contact avec le lit du glacier. — Mais, dira-t-on, comment une poussée parallèle à la surface du glacier peut-elle avoir une action sur une couche de glace située au-dessous du solide au moyen duquel elle s'exerce ? La réponse est facile.

Nous n'avons pu calculer que l'action de ce solide estimée parallèlement à la surface du glacier. Mais, si l'imperfection de nos moyens de calcul ne nous a pas permis de calculer exactement, dans l'exemple que nous avons pris, ni la direction réelle de la pression exercée par le solide M détaché par la rupture, ni la valeur exacte de cette pression, nous pouvons du moins indiquer approximativement cette direction et cette valeur.

Le solide M glisse sur la courbe de rupture bb_1 ; la direction de ce glissement est à très peu près parallèle à la corde *bc* de la partie de la courbe de rupture sur

laquelle le solide M s'appuie. Le glissement du solide M ne peut se produire qu'à la condition de refouler dans les profondeurs du glacier et dans la direction bb_1 le talon T_1 avec lequel il ne forme qu'un même corps. La direction de la pression exercée par le solide M sur les couches inférieures du glacier est par cela même déterminée. On voit qu'elle diffère très peu de la direction tt_1, qui est la tangente à l'origine b de la courbe de rupture.

Or, cette tangente fait avec la verticale un angle de 45°. Elle fait donc le même angle avec l'horizontale qui est la direction de la poussée. La poussée H est liée à l'effort F dirigé suivant le plan incliné tt_1 par la relation

$$F = H \cos 45^\circ$$

ou bien

$$F = \tfrac{1}{2} H \sqrt{2}.$$

En donnant à H sa valeur $43\,200^{\mathrm{T}}$ trouvé plus haut, on trouve pour F, en nombre rond,

$$F = 30\,542^{\mathrm{T}}.$$

On peut voir, en se reportant à l'équation différentielle de la courbe de rupture, que la pression dont nous cherchons la valeur est l'intégrale des efforts nécessaires pour vaincre la cohésion sur la longueur bc de la courbe de rupture.

La petite différence angulaire qui existe entre la courbe bc et la tangente tt_1 est la mesure de l'erreur que l'on commettrait en prenant pour cette pression la valeur que nous venons de trouver.

La valeur réelle de la pression dirigée suivant la courbe est un peu supérieure à ce nombre.

L'effort nécessaire pour vaincre la cohésion sur la courbe de rupture bc est le produit de la moyenne des cohésions aux points b et c par la longueur de la courbe. Nous avons calculé les cohésions aux points b et c : elles sont représentées respectivement par

$$E_1 = 180^{\mathrm{T}} \qquad \text{et} \qquad E_2 = 218^{\mathrm{T}},15;$$

leur moyenne est

$$199^{\mathrm{T}},07.$$

Si, à défaut de la longueur de la courbe bc que nous ne connaissons pas, nous appliquons à cette moyenne la longueur de la partie bc_1 de la tangente tt_1 inclinée à 45° qui, on le sait, est un peu inférieure à celle de la courbe bc, nous obtiendrons un effort F_1 un peu inférieur à celui qui s'exerce sur cette courbe.

Or bc_1 est l'hypoténuse d'un triangle rectangle isoscèle, dont les côtés de l'angle droit sont de $105^{\mathrm{m}},96$. La longueur de bc_1 sera donc

$$bc_1 = 105^{\mathrm{m}},96\sqrt{2} = 149^{\mathrm{m}},85.$$

L'effort F_1 aura donc pour valeur

$$F_1 = 29830^{T},64.$$

Ce n'est là qu'une première approximation de l'effort dirigé suivant la courbe de rupture. Nous allons essayer d'en donner une valeur plus rapprochée de la vérité.

Si nous ne pouvons pas calculer la longueur exacte de la courbe de rupture bc, nous pouvons du moins obtenir très approximativement cette longueur et déterminer avec la même approximation la distance de l'extrémité inférieure de la courbe à la verticale qui passe par le joint d'arrachement et l'origine de la courbe. Cette distance est l'épaisseur dans le sens horizontal du solide minimum.

Tracé graphique de la courbe de rupture. — Pour arriver à ces résultats, il faut construire la courbe de rupture, ou tout au moins un polygone qui la serre d'assez près pour qu'il n'y ait pas d'erreur notable à prendre la longueur du polygone pour celle de la courbe.

Reprenons l'équation différentielle de la courbe de rupture

$$(1) \qquad \frac{dx}{dy} = \frac{y}{2c(y+h)} + \sqrt{\left(\frac{y}{2c(y+h)}\right)^2 - 1}.$$

Si, en partant de la valeur $y_0 = 400^{m}$ jusqu'à $y_1 = 505^{m},96$, on donne à y des valeurs croissantes convenablement espacées, telles que $y_0 + \alpha$, $y_0 + \beta$, ..., l'équation donnera pour chacune de ces valeurs de y les directions A_1T_1, A_2T_2, ... des tangentes à la courbe (*fig.* 29).

At étant la tangente à l'origine A de la courbe de rupture, il reste à déterminer le point d'attache m de la tangente mt_1 parallèle à A_1T_1 qui doit donner sur l'horizontale $y_0 + \alpha$ le point de contact B de la courbe.

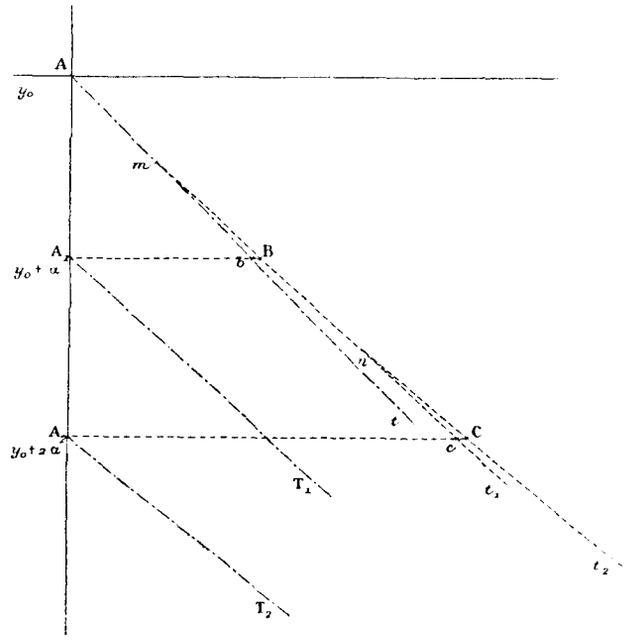
La courbe de rupture étant très aplatie, on peut admettre, sans erreur notable, que les longueurs des tangentes mA, mB sont proportionnelles aux rayons de courbure de la courbe aux points de contact A et B, et, comme les rayons de courbure sont, ainsi qu'on peut le voir par l'équation (1), à peu près proportionnels aux carrés des ordonnées, il suffira, pour avoir avec une approximation suffisante la position du point m, de partager la droite connue Ab qui diffère très peu de AmB en parties proportionnelles à y_0^2 et $(y_0 + \alpha)^2$.

Le point m étant ainsi calculé, le point B s'obtient en menant la droite mt_1 parallèle à A_1T_1, qui est la direction de la tangente au point B.

Si l'on opère sur la partie Bc de la nouvelle tangente comme on vient d'opérer sur la partie Ab de la tangente initiale, on déterminera de la même manière le point d'attache n de la tangente nt_2 parallèle à A_2T_2 qui doit donner le troisième point de contact C de la courbe de rupture.

On arrivera ainsi de proche en proche à obtenir un polygone différant très peu de la courbe de rupture. C'est ce que nous avons fait pour la courbe de rupture dans l'exemple que nous avons choisi.

Fig. 29.



Nous avons donné à y successivement les valeurs suivantes

$$y_0 = 400^m, \quad 420^m, \quad 440^m, \quad 460^m, \quad 480^m \quad \text{et} \quad 500^m;$$

l'équation différentielle de la courbe a donné pour $\frac{dx}{dy}$ les valeurs correspondantes suivantes

$$\frac{dx}{dy} = 1,00, \quad 1,15, \quad 1,22, \quad 1,27, \quad 1,30, \quad 1,32.$$

Le polygone construit à grande échelle sur ces données a son point le plus haut à l'ordonnée $y_0 = 400$, et son point le plus bas à l'ordonnée $y_1 = 505^m,96$.

La distance horizontale qui sépare ces deux ordonnées est

$$e = 124^m,80.$$

C'est ce que nous avons appelé l'*épaisseur du solide minimum*.

Nous donnerons un peu plus loin l'expression algébrique de la valeur de e, ce qui permettra de calculer directement l'épaisseur du solide minimum et de vérifier l'exactitude des opérations graphiques.

La courbe de rupture a une longueur de 165^m. La flèche maximum se trouve

vers 78^m à partir de l'origine de la courbe; elle est de $2^m,20$. La courbe est donc très aplatie.

Au risque de commettre une erreur dont la faible importance est démontrée, nous prendrons dans nos calculs la longueur de la corde pour celle de la courbe.

La corde qui joint les deux extrémités de la courbe fait avec l'horizontale un angle d'environ $40^\circ 20'$ dont le cosinus est $0,762$.

Cohésion le long de la courbe de rupture. — Ces résultats vont nous permettre de vérifier si les moyens que nous avons employés dans la construction de la courbe de rupture sont suffisamment approchés de la vérité.

On se souvient, en effet, que la somme des actions développées par le solide minimum pour vaincre la cohésion le long de la courbe de rupture estimée horizontalement est égale à la cohésion du joint d'arrachement, et que cette somme d'actions horizontales n'est autre que la poussée.

Or la cohésion le long de la courbe de rupture a pour valeur très approchée, en raison de la forme aplatie de la courbe, le produit de la longueur de la courbe par la moyenne des cohésions aux points y_0 et y_1 : cette valeur est donc, en nombre rond,

$$165 \times \frac{180^T + 218^T,15}{2} = 32847^T.$$

Pour estimer cette force dans le sens horizontal, il faut la diviser par le cosinus de l'angle de $40^\circ 20'$ que la corde de la courbe fait avec l'horizontale. Ce cosinus est $0,762$.

Le quotient

$$\frac{32847^T}{0,762} = 43107^T$$

doit être à très peu près égal à la valeur de la poussée. Or cette valeur, calculée plus haut directement, est de

$$43200^T.$$

L'écart, on le voit, est insignifiant et justifie parfaitement les moyens que nous avons employés pour la représentation de la courbe de rupture.

Épaisseur du solide minimum. Poids de ce solide par mètre courant de crevasse. — De ces calculs il résulte que l'épaisseur

$$e = 124^m,80$$

du solide minimum trouvée plus haut est à très peu près l'épaisseur réelle de ce solide.

Le poids du solide minimum par mètre courant de crevasse est donné par

l'expression

$$P = 0^{T},9 \frac{y_0 + y_1}{2} e,$$

dans laquelle $0^{T},9$ est le poids du mètre cube de glace. Si l'on y remplace y_0, y_1 et e par leurs valeurs, l'expression devient

$$P = 0^{T},9 \frac{400 + 505,96}{2} 124,80 = 50879^{T}.$$

Expression algébrique de l'épaisseur du solide minimum — Afin de bien établir le lien étroit qui rattache entre elles les formules qui sont la conséquence de l'équation différentielle de la courbe de rupture et les indications de Géométrie pratique que nous avons suivies pour déterminer la forme et la longueur de la courbe de rupture et sa pente moyenne, nous allons donner la formule algébrique qui représente les moyens de vérification que nous venons d'employer pour reconnaître si l'épaisseur du solide minimum est bien d'accord avec les données de la question.

Rappelons en effet que la cohésion du joint d'arrachement est égale à la cohésion de la courbe de rupture estimée horizontalement.

En désignant par φ l'angle de la corde de la courbe de rupture avec l'horizontale, par l la longueur de la courbe de rupture et par e l'épaisseur du solide minimum, on aura

$$l = \frac{e}{\cos\varphi}.$$

Reprenons les notations connues p, c, h, y_0, y_1 et Π; on sait que

$$y_1 = y_0\sqrt{2 - c}$$

et que la poussée Π est égale à la cohésion du joint d'arrachement. On aura

$$\Pi = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2} = \frac{l}{\cos\varphi}\left[\frac{pc(y_0 + h) + pc(y_0\sqrt{2-c} + h)}{2}\right];$$

remplaçant l par $\frac{e}{\cos\varphi}$ et y_0 par $\frac{2ch}{1-2c}$, l'équation précédente devient, en réduisant,

$$4c^2h^2(1-c)\cos^2\varphi = e\left(\frac{2ch}{1-2c} + h + \frac{2ch\sqrt{2-c}}{1-2c} + h\right)(1-2c)^2.$$

Réduisant encore, on a

$$2ch(1-c)\cos^2\varphi = e\left[1 + c(\sqrt{2-c} - 1)\right](1-2c),$$

d'où l'on tire

$$e = \frac{2ch}{1-2c}\,\frac{(1-c)\cos^2\varphi}{1+c(\sqrt{2-c}-1)}$$

ou bien

$$e = y_0\,\frac{(1-c)\cos^2\varphi}{1+c(\sqrt{2-c}-1)}.$$

Cette valeur algébrique de l'épaisseur du solide minimum montre qu'il y a, entre cette épaisseur et la profondeur du joint d'arrachement, une relation remarquable et qu'il n'est pas inutile de connaître.

Vérification et justification des calculs basés sur la construction graphique de la courbe de rupture. — Si, comme application de cette expression de la valeur de e, on y remplace les quantités c, h et $\cos\varphi$ par les valeurs qui figurent dans l'exemple que nous avons examiné, savoir : c par 0,4; h par 100^{m}, et $\cos\varphi$ par 0,762, on trouve

$$e = 125^{m},60.$$

Cette valeur rapprochée de $124^{m},80$ donne un écart de $0^{m},80$ qui est insignifiant, mais auquel il fallait s'attendre, parce que nous avons introduit dans le calcul de e la valeur de la poussée H qui est de $43\,200^{T}$. Cet écart aurait été nul, si, au lieu du chiffre $43\,200^{T}$, nous avions introduit celui de $43\,107^{T}$ auquel nous avait conduit la mesure directe de la longueur de la courbe de rupture.

Ces variations, insignifiantes, au point de vue pratique, dans les résultats, justifient parfaitement, on peut le répéter, les moyens employés pour la représentation de la courbe de rupture.

Nous ajouterons, pour terminer notre appréciation des moyens employés pour arriver à la représentation de la courbe de rupture, que l'intégrale de l'équation différentielle

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y}{2c(y+h)} + \sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2 - 1}$$

de la courbe de rupture se compose d'un grand nombre de termes longs à calculer; que les valeurs de x qu'on en tirera pour les valeurs successives données à y n'apprendront pas à mieux dessiner et connaître la courbe de rupture, et qu'en somme le procédé que nous avons employé est beaucoup plus rapide et plus pratique, et qu'il donne une approximation suffisante.

Rapport de la poussée au poids du solide minimum. — Le mouvement vers l'aval d'un corps solide immense tel qu'un glacier est un phénomène tellement extraordinaire, que même après avoir reconnu que ce mouvement ne peut être dû qu'à la pesanteur, après avoir calculé la poussée qui propage ce mouvement, on peut douter encore de l'efficacité de la poussée pour produire de semblables

effets. Nous sommes ainsi amené à rechercher le rapport de la poussée au poids du solide minimum capable de produire la rupture du glacier.

En représentant par e l'épaisseur du solide minimum calculée ci-dessus, par P son poids par mètre courant de crevasse, et en conservant aux notations p, c, y_0, y_1, H et φ les significations que nous leur avons déjà données, le rapport que nous cherchons a pour expression

$$\frac{H}{P} = \frac{\dfrac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2}}{pe\dfrac{y_0+y_1}{2}} = \frac{4c^2h^2(1-c)}{e(y_0+y_0\sqrt{2-c})(1-2c)^2} = \frac{4c^2h^2(1-c)}{ey_0(1+\sqrt{2-c})(1-2c)^2}.$$

Si, dans cette expression, on remplace e et y_0 par leurs valeurs connues

$$e = \frac{y_0(1-c)\cos^2\varphi}{1+c(\sqrt{2-c}-1)} \qquad \text{et} \qquad y_0 = \frac{2ch}{1-2c},$$

elle devient

$$\frac{H}{P} = \frac{4c^2h^2(1-c)}{\dfrac{4c^2h^2}{(1-2c)^2}\,\dfrac{(1-c)\cos^2\varphi(1+\sqrt{2-c})(1-2c)^2}{1+c(\sqrt{2-c}-1)}} = \frac{1+c(\sqrt{2-c}-1)}{(1+\sqrt{2-c})\cos^2\varphi}.$$

Ce n'est guère que par un exemple qu'on peut se rendre compte de la valeur réduite

$$\frac{H}{P} = \frac{1+c(\sqrt{2-c}-1)}{(1+\sqrt{2-c})\cos^2\varphi}$$

du rapport de la poussée au poids du solide minimum capable de produire la rupture de la masse glacée.

Frottement du glacier sur son lit vaincu par la poussée. — Si l'on introduit dans l'expression réduite de ce rapport les valeurs de $c = 0,4$ et de $\cos\varphi = 0,762$, que nous avons adoptées dans l'exemple que nous avons examiné plus haut, on trouve que le second membre de l'équation précédente se réduit à

$$0,841;$$

c'est-à-dire que la poussée est représentée par 84 pour 100 du poids du solide minimum, ou, si l'on veut, que les 84 pour 100 du poids du solide minimum se transforment en poussée.

Ce rapport, dont l'expression algébrique est bonne à connaître, pouvait, dans l'exemple numérique que nous avons choisi, être obtenu directement. Il aurait suffi de diviser la poussée par le poids du solide minimum. Le rapport

$$\frac{43200}{50879} = 0,848$$

ainsi obtenu est à $\frac{1}{1000}$ près celui que nous venons de calculer. Cette faible différence confirme l'exactitude des moyens employés pour calculer le poids du solide minimum.

Si l'on rapproche le rapport 0,841 de ceux que des expériences nombreuses ont établis entre le frottement et la pression pour des substances non polies, telles que : pierres calcaires sur pierres calcaires, briques sur briques, lesquels ne dépassent pas 0,67, on cessera d'être étonné que les glaciers glissent sur leurs appuis.

Objection contre l'exemple numérique. — On pourrait peut-être opposer à cette conclusion que l'exemple numérique que nous avons choisi pourrait ne pas se rencontrer dans la nature, et qu'en donnant au rapport c de la cohésion à la pression la valeur 0,4 nous avons assigné à ce rapport une valeur trop grande; qu'en effet cette valeur donne à la poussée la valeur énorme de $43\,200^{T}$ par mètre courant du solide minimum détaché par la rupture, et pour le poids du mètre courant de ce solide la valeur non moins considérable de $50\,879^{T}$; mais surtout qu'elle suppose que la profondeur du glacier dépasse 505^{m}, et qu'une telle profondeur est peut-être sans exemple de nos jours.

Il se peut, en effet, que les glaciers amoindris que l'on connaît à présent ne présentent pas de pareilles profondeurs; mais il est certain, si l'on en juge par les traces laissées par les glaciers disparus, qu'aux époques glaciaires qui ont précédé l'époque actuelle de semblables profondeurs se rencontraient fréquemment.

Il ne faut pas oublier surtout que la poussée est proportionnelle au carré de l'ordonnée maximum du solide minimum, tandis que la cohésion et le frottement ne sont proportionnels qu'à la première puissance de cette ordonnée.

On ne doit donc pas être surpris que ces conditions qui ont déterminé le mouvement des grands glaciers d'autrefois suffisent à entretenir le mouvement des glaciers amoindris de l'époque actuelle.

Rupture d'un glacier en pente. — Dans l'étude qui précède, concernant la courbe de rupture des glaciers et le mouvement produit par la poussée qui résulte de la rupture, nous avons supposé que la masse glacée prête à se rompre était limitée à un plan horizontal.

On pourrait craindre que cette condition, dont la réalisation ne se rencontrera que rarement dans la nature ne fût de nature à infirmer les résultats auxquels le calcul nous a conduit. Ce n'est guère en effet que dans les glaciers qui prennent naissance sur de hauts plateaux que des parties horizontales se rencontrent d'habitude.

Dans la plupart des cas, les glaciers se forment sur des parois rocheuses très

inclinées, et c'est dans ces conditions que la première crevasse se forme et que la masse glacée se divise en deux parties, l'une restant adhérente aux flancs de la montagne, l'autre en marche vers l'aval.

Plaçons-nous donc dans l'hypothèse d'une masse de glace glaciaire limitée à un plan en pente OX (*fig.* 30) faisant avec l'horizon un angle XOH $= \alpha$.

Nous admettons, comme dans la première étude, que la masse glacée est homogène; que la cohésion en un point quelconque de la masse est égale dans tous les sens; que la cohésion à la surface est le résultat de la pression d'une couche de névé de hauteur h, qui a pu disparaître.

Nous supposons la masse glacée coupée par un plan vertical YOX, parallèle à la direction du mouvement que le glacier tend à prendre en se rompant.

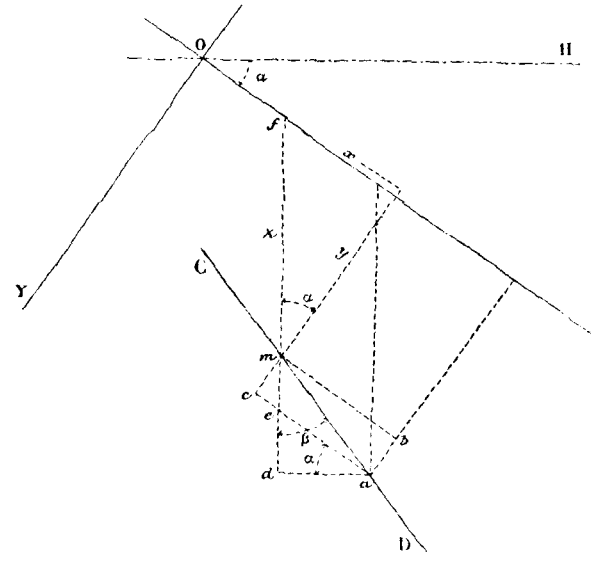
Nous continuerons à appeler p le poids de l'unité de volume de la glace, et c le rapport de la cohésion à la pression.

Soit CD la courbe d'équilibre suivant laquelle la rupture va se faire.

Considérons un point m de cette courbe, auquel correspond un élément ds : les coordonnées de ce point comptées sur les axes OX, OY seront x et y.

Supposons qu'il existe un microscope assez puissant pour représenter avec des grandeurs finies des grandeurs infinitésimales. Appliquons ce microscope

Fig. 30.



sur le point m et l'élément ds de la courbe de rupture : on pourra dessiner autour du point m la figure ci-dessus, dans laquelle

$mf = z$ est la verticale qui part du point m et se termine à la surface OX du glacier;

$ma = ds$ est l'élément de la courbe de rupture

$$mb = dx; \qquad mc = dy;$$

α est l'angle du plan de pente OX du glacier avec l'horizon OH;
$dma = \beta$ est l'angle de la verticale z avec l'élément ds;
$ad = dv$ est la largeur infiniment petite de la tranche verticale de glace qui pèse sur l'élément ds.

Le poids de cette colonne de glace se décompose en deux forces : l'une, normale à l'élément ds, est détruite par la résistance de la masse glacée située au-dessous de cet élément; l'autre, parallèle à cet élément, tend à faire glisser la colonne sur sa base ds. Cette dernière composante a pour valeur

$$pz\,dv\cos\beta.$$

Elle fait équilibre à la cohésion qui s'oppose au glissement de la colonne sur l'élément ds.

En conservant à h la même signification que dans l'étude de la rupture d'une masse de glace terminée à un plan horizontal, c'est-à-dire si h est la hauteur d'une couche glacée disparue qui a produit la cohésion de la glace à la surface du glacier, la cohésion sur l'élément ds aura pour valeur

$$pc(z+h)\,ds.$$

L'équilibre des forces qui agissent suivant l'élément ds est représenté par

$$pc(z+h)\,ds = pz\,dv\cos\beta.$$

C'est l'équation différentielle de la courbe de rupture. Mais, pour arriver à l'équation de la courbe exprimée en fonction de ses coordonnées x et y, il faut remplacer dans l'équation précédente les variables z, ds, dv et $\cos\beta$ par leurs valeurs en fonction de x et y.

A la seule inspection de la *fig.* 30, on peut établir les relations suivantes

$$z = \frac{y}{\cos\alpha}, \qquad dz = me = \frac{dy}{\cos\alpha}, \qquad dt = ae = \frac{dv}{\cos\alpha},$$

$$\frac{dv}{\cos\alpha} = ae = ca - ce = dx - dz\sin\alpha,$$

d'où l'on déduit

$$\frac{dv}{\cos\alpha} = dx - \frac{dy}{\cos\alpha}\sin\alpha, \qquad \text{d'où} \qquad dv = dx\cos\alpha - dy\sin\alpha;$$

on a également

$$ds\cos\beta = me + de = dz + dt\sin\alpha, \qquad \text{d'où} \qquad \cos\beta = \frac{dz}{ds} + \frac{dt}{ds}\sin\alpha$$

ou bien, en remplaçant dt par sa valeur $\frac{dv}{\cos\alpha}$,

$$\cos\beta = \frac{dz}{ds} + \frac{\sin\alpha}{ds}\,\frac{dv}{\cos\alpha}.$$

Remplaçant $\frac{dv}{\cos\alpha}$ par sa valeur en fonction de dx et dy établie plus haut, la valeur de $\cos\beta$ devient

$$\cos\beta = \frac{dz}{ds} + \frac{\sin\alpha}{ds}(dx - dz\sin\alpha) = \frac{dz}{ds} + \sin\alpha\,\frac{dx}{ds} - \sin^2\alpha\,\frac{dz}{ds}$$

ou bien

$$\cos\beta = \frac{dz}{ds}\cos^2\alpha + \sin\alpha\,\frac{dx}{ds}.$$

Remplaçant dz par sa valeur $\frac{dy}{\cos\alpha}$, la valeur de $\cos\beta$ devient

$$\cos\beta = \cos\alpha\,\frac{dy}{ds} + \sin\alpha\,\frac{dx}{ds}.$$

Si l'on porte les valeurs de z, dv et $\cos\beta$ dans l'équation différentielle de la courbe de rupture, cette équation devient

$$(\mathrm{A})\qquad pc\left(\frac{y}{\cos\alpha} + h\right)ds = p\,\frac{y}{\cos\alpha}(dx\cos\alpha - dy\sin\alpha)\left(\cos\alpha\,\frac{dy}{ds} + \sin\alpha\,\frac{dx}{ds}\right).$$

Remplaçant enfin ds par sa valeur en fonction de dx et dy, l'équation différentielle devient, en supprimant le facteur commun p,

$$c\left(\frac{y}{\cos\alpha} + h\right)(dx^2 + dy^2) = \frac{y}{\cos\alpha}(dx\cos\alpha - dy\sin\alpha)(dy\cos\alpha + dx\sin\alpha);$$

effectuant les opérations indiquées, l'équation devient

$$\begin{aligned}&[c(y + h\cos\alpha) - y\sin\alpha\cos\alpha]\,dx^2\\&\quad + [c(y + h\cos\alpha) + y\sin\alpha\cos\alpha]\,dy^2 - y(\cos^2\alpha - \sin^2\alpha)\,dy\,dx = 0,\end{aligned}$$

équation qui peut se mettre sous la forme

$$\begin{aligned}&[2c(y + h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha]\,dx^2\\&\quad + [2c(y + h\cos\alpha) + y\sin 2\alpha]\,dy^2 - y\cos 2\alpha\,dy\,dx = 0\end{aligned}$$

ou bien

$$(\mathrm{B})\qquad \frac{dx^2}{dy^2} - \frac{y\cos 2\alpha}{2c(y + h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}\,\frac{dx}{dy} + \frac{2c(y + h\cos\alpha) + y\sin 2\alpha}{2c(y + h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha} = 0.$$

Similitude des courbes de rupture du glacier en pente et du glacier horizontal. — Telle est l'équation différentielle finale de la courbe de rupture. Cette équation est de même forme que celle

$$(\mathrm{C})\qquad \frac{dx^2}{dy^2} - \frac{y}{c(y + h)}\,\frac{dx}{dy} + 1 = 0,$$

à laquelle l'étude de la rupture d'une masse de glace limitée à un plan horizontal nous a conduit. On peut donc dire d'avance que les courbes de rupture d'un glacier horizontal et d'un glacier en pente sont de même espèce.

La courbe C est une logarithmique qui part d'un point situé à l'intérieur du glacier et se rapproche indéfiniment d'une asymptote dont nous avons donné l'équation; la courbe B sera également une logarithmique partant d'un point situé à l'intérieur du glacier, et pourvue également d'une asymptote.

Ajoutons, tant pour l'une que pour l'autre courbe, que l'intégrale se compose d'un grand nombre de termes qu'il ne serait utile de calculer qu'au cas où l'on voudrait obtenir par points la forme réelle de la courbe.

Discussion de l'équation de la courbe de rupture. — La courbe de rupture du glacier en pente peut heureusement être suffisamment connue, comme pour le glacier horizontal, par la discussion de son équation différentielle. C'est cet examen que nous allons faire.

L'équation B peut se mettre sous la forme

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y\cos 2\alpha}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}$$
$$\pm\sqrt{\left[\frac{y\cos 2\alpha}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}\right]^2 - \frac{2c(y+h\cos\alpha) + y\sin 2\alpha}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}}.$$

Il y a deux tangentes pour une même valeur de y, il y a donc deux courbes de rupture.

Il est facile de voir, comme pour le glacier horizontal, que de ces deux courbes, l'une, celle qui correspond au radical pris avec le signe $+$, tourne sa concavité vers l'aval et se trouve conforme aux données de l'expérience, et que l'autre tourne sa concavité vers l'amont. Cette dernière solution, donnée par le calcul, étant contraire aux faits observés, doit être écartée.

Dans la solution conforme aux données de l'expérience, l'expression soumise au radical peut se mettre successivement sous les formes suivantes :

1° $$\frac{1}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}$$
$$\times\sqrt{y^2\cos^2 2\alpha - [2c(y+h\cos\alpha) + y\sin 2\alpha][2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha]},$$

2° $$\frac{1}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}\sqrt{y^2\cos^2 2\alpha - 4c^2(y+h\cos\alpha)^2 + y^2\sin^2 2\alpha},$$

3° $$\frac{\sqrt{1-4c^2}}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}.$$

Introduisant la forme 3° dans l'équation différentielle de la courbe, cette équa-

tion devient

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y\cos 2\alpha + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}.$$

Condition de la rupture. — On voit ici reparaître, comme on pouvait s'y attendre, la condition $4c^2 < 1$ ou $c < \frac{1}{2}$ que nous avons déjà trouvée dans l'étude de la rupture d'un glacier horizontal, et sans laquelle la tangente à la courbe de rupture et la courbe de rupture elle-même n'existent pas. Il en résulte que tant que c, c'est-à-dire le rapport de la cohésion, sera plus petit que $\frac{1}{2}$, le glacier en pente se rompra comme le glacier horizontal, et la courbe de rupture sera représentée par l'équation différentielle qui précède.

Asymptotes de la courbe de rupture. — Cette équation peut être mise sous la forme suivante :

$$\frac{dx}{dy} = \frac{\cos 2\alpha + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{1 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{(1-4c^2)y} - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{(1-4c^2)y^2}}}{2c\left(1 + \frac{h\cos\alpha}{y}\right) - \sin 2\alpha}.$$

A mesure que y augmente, $\frac{dx}{dy}$ tend vers une limite qui est atteinte lorsque y devient infini. Dans ce cas, l'équation précédente devient celle de l'asymptote à la courbe de rupture. Cette asymptote est parallèle à la droite

$$x = \left(\frac{\cos 2\alpha}{2c - \sin 2\alpha} + \frac{\sqrt{1-4c^2}}{2c - \sin 2\alpha}\right)y.$$

Si α devient nul, c'est-à-dire si le glacier est horizontal, l'équation ci-dessus se réduit à

$$x = \frac{1}{2c}(1 + \sqrt{1-4c^2})y,$$

qui est en effet l'équation déjà trouvée de l'asymptote de la courbe de rupture d'un glacier horizontal.

Origine de la courbe de rupture. — Dans l'équation différentielle de la courbe de rupture trouvée plus haut,

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y\cos 2\alpha - \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha}.$$

$\frac{dx}{dy}$ représente la tangente de l'angle que la tangente à la courbe de rupture fait avec l'axe des y. Il faut d'abord, pour que la courbe et sa tangente existent, que

$1 - 4c^2$ soit positif, c'est-à-dire que c soit plus petit que $\frac{1}{2}$; il faut en outre, pour que $\frac{dx}{dy}$ ait une valeur réelle, que l'expression placée sous le second radical soit positive ou égale à zéro. Cette expression égalée à zéro donnera la valeur de y au point initial de la courbe de rupture. On aura donc, d'un côté, pour ce même point

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y \cos 2\alpha}{2c(y + h\cos\alpha) - y \sin 2\alpha}$$

et

$$y^2 - \frac{8c^2 h \cos\alpha}{1 - 4c^2} y - \frac{4c^2 h^2 \cos^2\alpha}{1 - 4c^2} = 0.$$

Cette dernière équation donne pour y les valeurs suivantes

$$y = \frac{4c^2 h \cos\alpha}{1 - 4c^2} \pm \sqrt{\frac{16c^4 h^2 \cos^2\alpha}{(1 - 4c^2)^2} + \frac{4c^2 h^2 \cos^2\alpha}{1 - 4c^2}},$$

qui se réduisent à

$$y = \frac{4c^2 h \cos\alpha}{1 - 4c^2} \pm \frac{2ch \cos\alpha}{1 - 4c^2}.$$

En séparant ces deux valeurs, elles se réduisent à

$$y = \frac{2ch \cos\alpha}{1 - 2c} \quad \text{et} \quad y = -\frac{2ch \cos\alpha}{1 + 2c}.$$

La seconde de ces valeurs, étant négative, placerait l'origine de la rupture en dehors du glacier : elle est inadmissible.

La première place l'origine de la rupture dans le glacier lui-même; elle est seule admissible.

Inclinaison de la courbe de rupture à son origine. — Si, dans l'expression

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y \cos 2\alpha}{2c(y + h\cos\alpha) - y \sin 2\alpha},$$

on remplace y par l'ordonnée de l'origine de la courbe de rupture, qui est

$$y = \frac{2ch \cos\alpha}{1 - 2c},$$

on aura la valeur de la tangente trigonométrique de l'angle que la tangente à la courbe fait avec la normale à la ligne de pente du glacier. Cette valeur se réduit à

$$\frac{dx}{dy} = \frac{1}{\sec 2\alpha - \tang 2\alpha}.$$

On voit par cette expression que, tant que la pente du glacier est faible, ce qui

est le cas le plus ordinaire, la valeur de $\frac{dx}{dy}$ diffère peu de l'unité, ce qui veut dire que la direction de la tangente à l'origine de la courbe fait avec la normale à la ligne de pente un angle qui diffère peu de 45°, mais qui, cependant, est un peu plus grand.

Si $\alpha = 0$, ce qui est le cas du glacier horizontal, le second membre de l'équation précédente se réduit à l'unité, valeur qui, l'on s'en souvient, convient au glacier horizontal.

A mesure que la pente du glacier se rapproche de 45°, l'angle de la tangente à l'origine de la courbe et de la normale à la ligne de pente tend vers 90°. La courbe de rupture se rapproche ainsi de plus en plus d'une parallèle à la ligne de pente du glacier. Lorsque la pente du glacier atteint 45°, la tangente à l'origine de la courbe de rupture devient parallèle à la ligne de pente. Dans ce cas, le glacier tend à se débiter en plaques parallèles à sa ligne de pente. C'est une chute pareille à celle des avalanches.

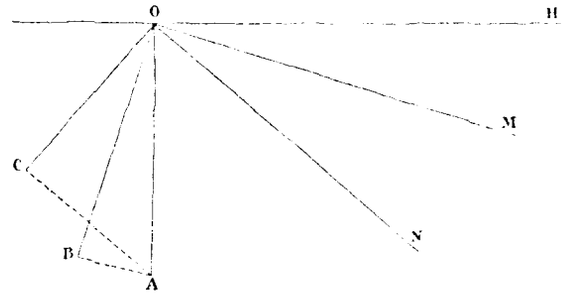
Dans le cas d'une masse de névés en pente, la cohésion à la surface devenant nulle ou très faible, la charge h capable de produire cette cohésion tend vers zéro, et l'équation de la courbe de rupture se réduit à

$$\frac{dx}{dy} = \frac{\cos 2\alpha + \sqrt{1 - 4c^2}}{2c - \sin 2\alpha}.$$

C'est l'équation d'une ligne droite : on reconnaît l'asymptote à la courbe de rupture.

Rapport des profondeurs des joints d'arrachement dans le glacier horizontal et dans le glacier en pente. — Si l'on rapproche l'ordonnée de l'origine de la courbe

Fig. 31.



de rupture dans le glacier en pente de celle de l'origine de la même courbe dans le glacier horizontal, en les désignant respectivement par y_p et y_h, le rapport de ces deux ordonnées est

$$\frac{y_p}{y_h} = \frac{\dfrac{2ch\cos\alpha}{1 - 2c}}{\dfrac{2ch}{1 - 2c}} = \cos\alpha.$$

Il résulte de ce rapport que ce que nous avons appelé plus haut le *joint d'arrachement* est moins profond dans le glacier en pente que dans le glacier horizontal, et que la diminution de profondeur de ce joint est proportionnelle au cosinus de l'angle que le glacier fait avec l'horizon.

Ainsi, OH (*fig.* 31) étant la surface d'un glacier horizontal, et OA la profondeur du joint d'arrachement, si la surface du glacier passe successivement par les inclinaisons OM, ON, les profondeurs correspondantes du joint d'arrachement seront respectivement OB, OC.

Valeur de la cohésion sur le joint d'arrachement. — On se souvient que la cohésion qui lie entre elles les deux parois du joint d'arrachement a pour mesure l'aire d'un trapèze dont les côtés parallèles sont représentés par la cohésion à la surface du glacier et par la cohésion au bas du joint d'arrachement, et la hauteur par la profondeur même du joint d'arrachement ; ces dimensions évaluées dans le cas d'un glacier en pente sont représentées comme il suit :

Cohésion à la surface du glacier, pch ;

Profondeur du joint d'arrachement, $\frac{2ch\cos\alpha}{1-2c}$;

Cohésion à l'extrémité inférieure du joint d'arrachement, $\frac{2pc^2h\cos\alpha}{1-2c}$.

La cohésion sur un joint de rupture tel que OB a pour mesure l'aire ci-après :

$$\left(pch+\frac{2pc^2h\cos\alpha}{1-2c}\right)\frac{ch\cos\alpha}{1-2c}.$$

Cette expression se réduit à

$$\frac{pc^2h^2\cos\alpha}{(1-2c)^2}[1-2c(1-\cos\alpha)].$$

Valeur de la poussée. — Dans le glacier horizontal, pour calculer la valeur de la poussée qu'une tranche de glace détachée du glacier exerce sur la tranche qui s'est détachée avant elle, nous avons évalué horizontalement, c'est-à-dire parallèlement à la surface du glacier, les actions élémentaires qui tendent à faire glisser la tranche sur la courbe de rupture ; et nous avons reconnu que la somme de ces actions ainsi évaluées était directement opposée à la cohésion qui empêche le joint d'arrachement de s'ouvrir, et que ces deux forces étaient égales au moment où la rupture éclate.

Lorsque, dans un glacier en pente, une tranche se détache, la cohésion sur le joint d'arrachement est vaincue. La direction du joint doit être telle que la force nécessaire pour l'ouvrir soit un minimum. Cette direction est celle de la normale à la ligne de pente du glacier. Le joint d'arrachement étant normal à la ligne de pente, la cohésion vaincue est parallèle à cette ligne.

La tranche qui se détache exercera donc sur la tranche qui s'est détachée avant elle une pression égale à la force qui, avant la rupture, la retenait collée au joint d'arrachement. Cette pression, parallèle à la pente du glacier, n'est autre que ce que nous avons appelé la *poussée;* et l'on voit que cette poussée demeure encore égale à la cohésion qui empêche le joint d'arrachement de s'ouvrir.

Nous venons de calculer la valeur de la cohésion sur le joint d'arrachement ; cette valeur

$$\frac{pc^2h^2\cos\alpha}{(1-2c)^2}[1-2c(1-\cos\alpha)]$$

est aussi celle de la poussée.

Rapport des poussées dans le glacier horizontal et dans le glacier en pente. — On peut remarquer que, dans cette expression, le terme

$$\frac{pc^2h^2}{(1-2c)^2}$$

n'est autre que la valeur de la poussée que nous avons trouvée dans l'étude de la rupture d'un glacier horizontal. Si l'on représente cette dernière par Π_h et la poussée dans le glacier en pente par Π_p, la valeur de Π_p pourra s'écrire

$$\Pi_p = \Pi_h\cos\alpha[1-2c(1-\cos\alpha)].$$

On voit dans cette expression que $\cos\alpha$, $1-\cos\alpha$ et $1-2c(1-\cos\alpha)$ sont des fractions ; le produit

$$\cos\alpha[1-2c(1-\cos\alpha)]$$

est donc plus petit que l'unité; il en résulte que la poussée d'une tranche détachée d'un glacier en pente est plus petite que la poussée d'une tranche détachée d'un glacier horizontal dans les mêmes circonstances atmosphériques représentées par l'invariabilité de c dans les deux cas.

Cette différence, qui peut étonner tout d'abord, a cependant sa raison d'être. On n'a pas oublié, en effet, que dans le glacier en pente le joint d'arrachement est moins profond que dans le glacier horizontal, dans le rapport de $\cos\alpha$ à l'unité. Cela veut dire, d'abord, que le glacier en pente se débite en tranches moins profondes que le glacier horizontal, c'est-à-dire que le solide minimum capable de vaincre la cohésion du joint d'arrachement est plus petit dans le glacier en pente que dans le glacier horizontal ; et, ensuite, que la poussée qui est proportionnelle au carré de la profondeur du joint d'arrachement doit, par conséquent, être moindre dans le glacier en pente que dans le glacier horizontal.

Variations du rapport des poussées dans le glacier horizontal et dans le glacier en pente. — On peut remarquer encore, dans l'expression de la valeur de la poussée dans le glacier en pente, qu'à mesure que la pente marquée par l'angle α di-

minue, la valeur du coefficient

$$\cos\alpha[1 - 2c(1 - \cos\alpha)]$$

augmente en se rapprochant de l'unité, et que, lorsque $\alpha = 0$, on a

$$\Pi_p = \Pi_h,$$

c'est-à-dire que la valeur de la poussée dans le glacier en pente se réduit à celle de la poussée dans le glacier horizontal.

Si α tend vers l'angle droit, $\cos\alpha$ tend vers zéro ; l'ordonnée d'origine y_0 de la courbe de rupture tend également vers zéro. Le solide minimum et la poussée à laquelle ce solide donne naissance tendent vers la même limite. Il n'y a plus de rupture et, si un glacier pouvait exister un instant avec une pente pareille, rien ne pourrait arrêter l'instant après sa chute en bloc.

Détermination du solide minimum dans le glacier en pente. — Nous avons obtenu facilement, dans l'examen des conditions dans lesquelles un glacier horizontal peut se rompre, l'ordonnée y_1 du point le plus bas de la courbe de rupture correspondant au solide minimum. Cette ordonnée nous a été donnée par l'intégrale définie

$$\int_{y_0}^{y_1} py\,dy = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2},$$

et nous avons trouvé

$$y_1 = y_0\sqrt{2-c}.$$

La recherche de la valeur de y_1 dans le glacier en pente est plus laborieuse : elle ne peut s'obtenir que par tâtonnements.

Reprenons, en effet, les notations dont nous nous sommes servi dans la recherche de l'équation de la courbe de rupture du glacier, et reportons-nous à la *fig.* 30 que nous avons tracée de l'élément ds de cette courbe.

La pression verticale élémentaire qui pèse sur l'élément ds a pour valeur

$$pz\,ad = pz(c'a - c'd) = pz(dx\cos\alpha - dy\sin\alpha)$$

ou bien, en remplaçant z par sa valeur $\frac{y}{\cos\alpha}$,

$$p\left(\frac{dx}{dy} - \frac{\sin\alpha}{\cos\alpha}\right)y\,dy.$$

C'est l'intégrale de cette expression prise entre y_0 et y_1 et égalée à la poussée qui donnera la valeur de y_1.

Si l'on remplace $\frac{dx}{dy}$ par sa valeur, l'expression devient

$$p\left[\frac{y\cos 2\alpha + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}}{2c(y + h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha} - \frac{\sin\alpha}{\cos\alpha}\right]y\,dy.$$

L'intégration de cette expression conduit à de longs calculs qu'il est inutile de donner ici. L'intégrale se compose d'un grand nombre de termes longs à calculer. On ne peut agir que par tâtonnements, en essayant à partir de y_0 des valeurs de y, jusqu'à ce que l'équation

$$\int_{y_0}^{y_1} p\left[\frac{y\cos 2\alpha + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha} - \frac{\sin\alpha}{\cos\alpha}\right] y\,dy,$$
$$= \frac{pc^2h^2\cos\alpha}{(1-2c)^2}[1-2c(1-\cos\alpha)],$$

qui exprime l'égalité entre la somme des actions du solide minimum sur la courbe de rupture estimées suivant la pente du glacier et la poussée, soit satisfaite.

On le voit, la recherche de la valeur de y_1 par la voie algébrique n'a guère qu'un caractère spéculatif. Au point de vue pratique, elle conduit à de très longs calculs qui sont sans intérêt. Nous avons dû en indiquer la voie; mais, dans la pratique, nous préférerons toujours les moyens que nous avons décrits pour arriver à la représentation graphique de la courbe de rupture.

Ces moyens sont faciles à appliquer dans le cas d'un glacier en pente. La marche à suivre pour obtenir la direction de la tangente à la courbe de rupture correspondante à des valeurs successives de y est la même que pour le glacier horizontal.

Le polygone tangent à la courbe de rupture sera construit de la même manière dans l'un et l'autre cas.

Supposons donc ce polygone établi, et la courbe de rupture tracée graphiquement. Il ne restera plus qu'à trouver sur cette courbe un point tel que, en donnant à y_0, y_1 et l la même signification que pour le glacier horizontal, et en prenant pour φ l'angle de la corde de la courbe avec la direction de la pente du glacier, la condition

$$\frac{pc\left(\frac{y_0}{\cos\alpha}+h\right)+pc\left(\frac{y_1}{\cos\alpha}+h\right)}{2}\,\frac{l}{\cos\varphi} = \frac{pc^2h^2\cos\alpha}{(1-2c)^2}[1-2c(1-\cos\alpha)] = \Pi_p$$

soit satisfaite. Cette condition n'est autre que l'égalité déjà démontrée entre la poussée, ou la cohésion du joint d'arrachement, et la cohésion le long de la courbe de rupture estimée parallèlement à la pente du glacier.

Si la construction graphique de la courbe de rupture n'est pas erronée, les trois données y_1, l et φ, empruntées à cette construction et satisfaisant à l'égalité précédente, appartiendront bien au solide minimum.

La distance qui, sur la construction graphique, sépare les ordonnées y_0 et y_1 sera l'épaisseur du solide minimum.

Nous ne pousserons pas plus loin ce parallèle entre le glacier horizontal et le glacier en pente. Nous croyons qu'il suffit d'avoir démontré que, dans l'un et l'autre cas, les mêmes causes produisent les mêmes effets, et, notamment, que les courbes de rupture sont de même espèce; que, dans l'un et l'autre cas, il y a un joint d'arrachement, et que la cohésion sur ce joint est égale à la poussée que la tranche de glace qui se détache exerce sur la tranche détachée avant elle.

Il résulte de ce parallèle que la poussée, que nous avons reconnue cause unique du mouvement des tranches détachées d'un glacier horizontal, est aussi la cause unique du mouvement des glaciers en pente.

Résumé des principaux résultats obtenus par l'application de l'analyse à la mécanique des glaciers. — Quels avantages peut-on tirer des résultats auxquels l'analyse, appliquée aux données de l'importante question de la rupture des glaciers, nous a conduit? C'est ce que nous allons maintenant examiner.

Les données de la question sont, on s'en souvient,

h la charge de glace nécessaire pour produire la cohésion observée à la surface de la glace nue des glaciers;
c le rapport de la cohésion à la pression;
p le poids du mètre cube de glace glaciaire.

A ces données se joint, pour les glaciers en pente :
α l'angle de la ligne de pente avec l'horizontale.

Les résultats sont :

1° Pour le glacier horizontal :

La profondeur du joint d'arrachement

$$y_0 = \frac{2ch}{1-2c};$$

L'ordonnée du point le plus bas du solide minimum

$$y_1 = \frac{2ch}{1-2c}\sqrt{2-c} = y_0\sqrt{2-c};$$

La cohésion sur le joint d'arrachement

$$\Pi = \frac{2pc^2h^2(1-c)}{(1-2c)^2} = y_0\frac{2p(1-c)}{2} = y_1^2\frac{p}{2}\frac{1-c}{2-c};$$

L'égalité de la cohésion sur le joint d'arrachement et de la poussée que chaque tranche détachée par la rupture exerce sur la tranche détachée avant elle;

L'inclinaison sur la verticale de la tangente à un point quelconque de la courbe

de rupture

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y}{2c(y+h)} + \sqrt{\left[\frac{y}{2c(y+h)}\right]^2 - 1} = \frac{y + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2}{1-4c^2}}}{2c(y+h)};$$

La possibilité de construire un polygone serrant de très près la courbe de rupture, et différant très peu de longueur avec celle-ci ;

La possibilité de déterminer exactement ou, ce qui est plus court et préférable, avec une grande approximation, l'épaisseur du solide minimum capable de produire la rupture du glacier, ainsi que le volume et le poids de ce solide.

2° Pour les glaciers en pente :

La profondeur du joint d'arrachement

$$y_0 = \frac{2ch\cos\alpha}{1-2c};$$

La cohésion sur le joint d'arrachement

$$\Pi = \frac{pc^2h^2\cos\alpha}{(1-2c)^2}[1 - 2c(1-\cos\alpha)];$$

L'égalité de la cohésion sur le joint d'arrachement et de la poussée que chaque tranche détachée exerce sur la tranche détachée avant elle;

L'inclinaison sur la normale à la ligne de pente du glacier de la tangente à un point quelconque de la courbe de rupture

$$\frac{dx}{dy} = \frac{y\cos 2\alpha + \sqrt{1-4c^2}\sqrt{y^2 - \frac{8c^2h\cos\alpha}{1-4c^2}y - \frac{4c^2h^2\cos^2\alpha}{1-4c^2}}}{2c(y+h\cos\alpha) - y\sin 2\alpha};$$

La possibilité de construire un polygone serrant de très près la courbe de rupture, et différant très peu de longueur avec celle-ci ;

Et, enfin, la possibilité de déterminer exactement ou, ce qui est plus court et préférable, avec une grande approximation, l'épaisseur, le volume et le poids du solide minimum capable de produire la rupture du glacier.

On voit, par ce résumé, qu'à l'exception de l'ordonnée du point le plus bas du solide minimum qui, calculé facilement dans le glacier horizontal, ne peut être obtenu que par approximation ou exactement que par de longs calculs dans le glacier en pente, les résultats donnés par l'analyse appliquée à la mécanique des glaciers sont en parfait accord, et que, pour les résultats qui se présentent sous la forme algébrique, il suffit de supposer $\alpha = 0$ pour passer des résultats relatifs au glacier en pente aux résultats analogues du glacier horizontal.

TROISIÈME PARTIE.

LES CLIMATS.

CHAPITRE IX.

EXTENSION DES GLACES AU POLE BORÉAL.

Le Groenland au VIIIe *siècle.* — Lorsque, vers le VIIIe siècle de l'ère chrétienne, de hardis navigateurs quittèrent les rivages de la Scandinavie pour courir les mers vers le Nord-Ouest, ces mers étaient libres de glace, la température de ces parages était relativement élevée. Ils arrivèrent sur une terre jusque alors inconnue, couverte de végétation et que, pour ce motif, ils nommèrent *terre verte*, nom qui lui est resté : c'était le Groenland.

Il est probable que c'est en été que les Normands arrivèrent au Groenland. La terre étant en pleine végétation, l'isotherme zéro était refoulée vers le Nord et le Nord-Ouest, au delà de la mer de Baffin, à une distance qu'on ne saurait préciser, mais assez loin cependant; car la longue présence de la neige sur le sol est incompatible avec la végétation. Les arbres périssent d'abord, puis les gazons.

La situation du Groenland au VIIIe siècle devait dater de loin, car ce n'est pas en peu d'années qu'une terre dénudée se couvre de gazons et de grands arbres pareils à ceux dont les navigateurs de nos jours ont trouvé les troncs enfouis sous la glace.

Mouvement de l'isotherme zéro. — Depuis le VIIIe siècle, l'isotherme zéro s'est avancée vers le Sud et le Sud-Est; elle a traversé le Groenland et, pénétrant dans la mer à l'Est, elle a dépassé le Spitzberg et l'île de Jean-Mayen; elle touche à l'Islande qu'elle contourne par l'Ouest et le Nord, puis s'infléchit vers le Sud et court vers l'Est, jusque dans le voisinage des rivages dentelés de la Scandinavie. Elle les suit de près jusqu'au cap Nord, pour se perdre dans les environs de la Nouvelle-Zemble ([1]).

([1]) ÉLISÉE RECLUS, *Géographie universelle*, d'après Mohn.

Influence du Gulf-Stream. — Aujourd'hui les vertes prairies du Groenland sont couvertes de glace. Le Gulf-Stream, qui, au VIIIe siècle, baignait de ses eaux chaudes la côte orientale de cette terre, a été refoulé vers l'Est et passe en faible partie encore à l'ouest de l'Islande. La large porte ouverte entre le Groenland et l'Islande, et par laquelle il s'étendait à l'aise et pénétrait dans la mer Polaire, lui est maintenant presque entièrement fermée par le courant glacé qui descend du pôle.

Comprimé entre l'Islande et les Hébrides, le Gulf-Stream vient heurter le plateau sous-marin élevé qui relie le nord de l'Écosse au Groenland et au-dessus duquel émergent les Hébrides, les îles Féroë et l'Islande; il y rencontre le courant polaire, qu'il ne parvient plus à refouler vers le Nord.

La lutte est constante entre les deux courants. En été, le Gulf-Stream surmonte çà et là le courant polaire. Les deux courants se divisent en bandes parallèles, glissant les unes à côté des autres en sens contraire. Les bandes profondes du courant polaire vont au Sud-Ouest, les bandes superficielles du courant chaud coulent vers le Nord-Est (1).

En été, le Gulf-Stream parvient encore à lancer une de ses branches vers les mers situées à l'ouest du Spitzberg; l'autre passe à l'est de cet archipel. Mais la profondeur du fleuve chaud, qui est considérable (1300^m) avant le seuil qui porte les îles Féroë, se trouve très réduite (350^m) au delà de ce seuil. La puissance calorifique du courant, diminuée dans la lutte avec le courant polaire, ne prévaut pas contre l'envahissement constant des glaces.

En hiver, la lutte paraît moins vive. On peut supposer que le courant polaire sous-marin, dont l'intensité paraît étroitement liée à la fonte des glaces, diminue quand la glace saisit les mers polaires. Le Gulf-Stream vient heurter la masse glacée. Des deux branches qu'il dirigeait vers le Nord, l'une à l'ouest du Spitzberg, l'autre à l'est, cette dernière seule subsiste; mais, refoulée vers l'Est dans un étroit canal, elle suit le rivage de la Scandinavie qu'elle contourne au cap Nord. Considérablement réduit dans sa largeur et plus encore dans son épaisseur au passage du seuil des Féroë, en contact constant avec le courant polaire sur lequel il glisse, le courant chaud perd peu à peu sa chaleur, arrive au cap Nord à zéro, et s'éteint définitivement à la rencontre de la banquise qui, en hiver, envahit les parages du cap (2).

Déviation du Gulf-Stream. — Dès à présent, le Gulf-Stream, ne pouvant plus franchir qu'en faible partie, en hiver, le seuil des Féroë, se détourne et, après avoir touché au nord de l'Écosse et à l'Irlande, revient vers son point de départ, à l'équateur, en suivant les côtes de France, d'Espagne et d'Afrique.

---

(1) ÉLISÉE RECLUS, *Géographie universelle*, d'après Mohn.
(2) ÉLISÉE RECLUS, *Géographie universelle*.

La marche constante de l'isotherme zéro vers l'Est et le Sud depuis le VIIIe siècle n'est pas près de s'arrêter; elle a sa cause dans un mouvement à longue période auquel la Terre est assujettie et que nous examinerons plus loin. Il est hors de doute que l'hémisphère boréal sort d'une période chaude et tend vers une période froide. L'état actuel peut être assimilé aux premiers jours d'un grand hiver boréal qui succède à un tiède automne dont l'histoire a recueilli les traces au Groenland.

On peut présumer qu'aussi longtemps que le Gulf-Stream parviendra à passer sur le seuil des Féroë, à réchauffer en passant la mer du Nord et à se frayer un passage le long des côtes de la Scandinavie jusqu'au cap Nord, les premiers beaux jours du grand hiver boréal dureront et que les régions de l'Europe voisines de l'océan Atlantique continueront à jouir d'un climat supportable.

Courant aérien sur le Gulf-Stream. — Le Gulf-Stream n'est pas seulement un fleuve marin, c'est aussi un courant atmosphérique ([1]). Tant que, pendant l'été, le Gulf-Stream peut s'épandre dans les mers du Nord, un courant d'air chargé des vapeurs qu'il engendre le suit; l'atmosphère est agitée et orageuse sur son passage. Mais quand vient l'hiver, quand les glaces couvrent les mers boréales et rejettent au Sud le courant marin, un calme relatif succède à l'agitation dans ces régions glacées, et il semble que tout va s'arrêter, l'air comme l'eau.

Dans cet état de choses, les tempêtes que New-York annonce à l'Europe doivent aborder nos rivages du Sud-Ouest plus fréquemment en hiver qu'en été.

Le fleuve marin est limité dans son circuit par les rivages de l'Atlantique à l'Est et à l'Ouest, au Sud par la zone équatoriale où il prend naissance, et au Nord par les bords des glaces polaires. De ces quatre limites du Gulf-Stream, les deux dernières seules sont variables. Nous examinerons un peu plus loin les variations du courant dans la zone équatoriale.

Nous venons de voir comment, en été, le fleuve marin se relève vers le Nord, à partir de l'Islande; il baigne en passant les bords de l'île de Jean-Mayen et se dirige en partie à l'ouest du Spitzberg. En hiver, il est rabattu par les glaces le long des côtes de la Scandinavie et se fait à peine sentir au cap Nord.

Au Nord, le fleuve marin varie donc dans des limites assez étroites. Le courant atmosphérique qui le suit ne se plie pas toujours exactement à ses variations; il a une bien autre envergure. Il appartient à l'atmosphère, aucun obstacle terrestre ne peut l'arrêter. Il franchit les côtes escarpées et les chaînes de montagnes et, dans sa course vagabonde, il se déverse sur les continents riverains de l'Océan.

Parti de la région équatoriale et se dirigeant vers le Nord, il possède au départ, et de l'Ouest à l'Est, à peu près la vitesse du 20e parallèle. Or, la vitesse des pa-

---

([1]) MAURY, *Courants atmosphériques*.

rallèles va en diminuant à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur; il en résulte que le courant aérien possédant un excès de vitesse vers l'Est s'infléchit dans cette direction à mesure qu'il s'avance vers le Nord. Il finit par s'ajouter à cette vaste nappe de vents réguliers d'Ouest qui, de l'Espagne à la Norvège, se répand sur l'Europe, en y jouant souvent un rôle prépondérant et en y portant le trouble et la violence.

Ce courant aérien, aux allures indépendantes, est cependant lié au Gulf-Stream ; sa direction principale varie avec les saisons. En été, il se relève vers le Nord et va essayer de fondre les neiges du Groenland et du Spitzberg. En hiver, il se rabat vers le Sud et roule ses masses d'air humide et tiède de l'Irlande au golfe de Finlande. Mais, dans son évolution bisannuelle du Sud au Nord et du Nord au Sud, ce courant capricieux se livre à des écarts qui, en hiver, se font sentir jusque dans le nord de l'Afrique. Son envergure est telle qu'en hiver, alors que sa direction principale va du cap Lizard au golfe de Finlande, la zone attiédie par son passage s'étend actuellement jusqu'au sud des Pyrénées.

Il est à supposer qu'autrefois, lorsque le Groenland méritait son nom de *terre verte*, le Gulf-Stream aérien n'avait pas de semblables écarts ou, du moins, que ces écarts n'arrivaient pas jusqu'en France.

Influence du courant aérien sur le climat de la France. — La vigne, que l'on cultivait encore au moyen âge dans le nord-ouest de la France, n'y mûrit plus depuis longtemps ses fruits. S'il est probable que, dans cette région, les hivers étaient froids, il est certain que les étés étaient secs et chauds. Maintenant les brumes océaniques couvrent le nord de la France; les hivers sont tièdes et les étés sans chaleur; diverses cultures ont dû être abandonnées. L'influence du courant aérien chargé de vapeurs s'étend chaque jour; elle envahit le sud-ouest de la France. Dans cette région, l'hiver est tiède; mais l'été, pluvieux, manque de chaleur. Le climat est doux mais humide, et les cultures habituelles ne s'en trouvent pas mieux. En dehors des plaines basses de la région où la chaleur de l'été est encore assez forte, la maturité des fruits de la terre devient incertaine.

Déviation progressive de l'isotherme zéro. — Si l'on considère le petit nombre de siècles qu'il a fallu à l'isotherme zéro pour traverser le Groenland, toucher à l'Islande et serrer de près les rivages de la Scandinavie; si l'on considère que ces quelques siècles ne sont qu'une faible partie du grand hiver boréal dans les premiers jours duquel nous vivons, on est porté à penser que la marche de l'isotherme zéro vers l'Est et le Sud est encore loin de son terme.

Un jour peut donc arriver où le Gulf-Stream viendra inutilement épuiser sa chaleur contre un rempart de glace qui d'abord réunira le nord de l'Écosse à l'Islande, et plus tard, peut-être, la pointe de la vieille Armorique aux rivages déjà glacés du Labrador.

Mais avant que ce jour arrive, les glaciers aujourd'hui suspendus au sommet des bords escarpés de la Scandinavie seront redescendus dans les fiords, qu'ils continueront à creuser. La mer du Nord n'aura plus de vagues. Le nord de l'Europe et l'Europe centrale seront envahis par les glaces.

Les Alpes et les Pyrénées verront leurs glaciers reprendre une extension inaccoutumée; seul, le littoral océanique, de Brest à Cadix, réchauffé par le double courant liquide et aérien du Gulf-Stream, pourra jouir d'un climat supportable, analogue au climat actuel de l'Irlande et de l'Écosse. Ces grands changements, qui demanderont de longs siècles pour s'accomplir, se produiront insensiblement dans la suite des temps; mais il en est un qui, probablement, sera rapide et qui mettra fin presque brusquement à la distribution actuelle des climats, pour inaugurer dans le nord de l'Europe et dans l'Europe centrale le grand hiver boréal dans lequel nous venons d'entrer.

Ce passage critique se produira lorsque, dans sa lente progression vers l'Est, l'isotherme zéro atteindra les côtes de la Norvège. Dès ce moment, le chenal étroit par lequel une petite branche superficielle du Gulf-Stream réussit maintenant encore, en hiver, à se glisser vers le cap Nord sera fermé. Le grand courant marin, arrêté au seuil des Féroë par la grande banquise boréale, sera refoulé vers le Sud.

Nous venons de parler du Gulf-Stream et des variations probables qu'un lointain avenir réserve à ce courant. Ce n'est là qu'un simple aperçu. Examinons la question de plus près, au risque de redites qu'on voudra bien nous pardonner, en considération de l'importance du sujet.

Causes du Gulf-Stream. — Qu'est-ce que le Gulf-Stream? Nous avons désigné ainsi, et c'est le nom connu, le courant océanique qui sort du golfe du Mexique par le canal de Bahama et se dirige, en suivant les côtes des États-Unis, vers le banc de Terre-Neuve ([1]).

D'où vient ce courant? où va-t-il? Les phénomènes à longue période sur lesquels l'étude des variations des glaciers a naturellement porté notre attention sont intimement liés aux variations que peut subir ce courant; il n'est donc pas inutile de l'examiner de près.

On s'accorde généralement à penser que la chaleur de la zone tropicale est la cause du courant marin qui se porte des côtes de la Sénégambie vers la pointe orientale du Brésil.

La température élevée de la mer sous les tropiques a pour résultat de diminuer la densité de l'eau, en augmentant son volume. Or, il suffit d'une différence de densité pour que, de deux masses liquides voisines et de densités différentes, la plus dense passe sous celle qui l'est moins et la soulève. Que l'on prenne,

---

([1]) Maury, *Courants océaniques.*

par exemple, un vase divisé en deux compartiments séparés par une vanne étanche, qu'on les remplisse jusqu'à un même niveau, l'un avec de l'eau, l'autre avec de l'huile d'olive; puis qu'on établisse la communication entre les deux compartiments, en soulevant légèrement la vanne, on verra l'eau envahir le fond du compartiment de l'huile et soulever celle-ci. Une différence de niveau se déclarera, et, si la vanne est enlevée, on verra l'huile couler sur l'eau et la couvrir entièrement.

C'est donc la pesanteur qui est la cause du mouvement. L'océan Atlantique peut très bien être assimilé au vase à deux compartiments de notre expérience : l'eau froide et dense occupe les moyennes et les hautes latitudes; l'eau chaude moins dense des régions tropicales remplace l'huile.

La chaleur de la zone tropicale produit les différences de densité; la différence de niveau qui devient l'intumescence équatoriale s'accuse, la pesanteur fait le reste. Le phénomène paraît, sans doute, plus complexe sur l'Océan que dans le vase étroit de notre expérience; mais si, dans l'Océan, les effets des deux causes du mouvement ne se propagent que de proche en proche, et si les courants produits n'ont paru à certains auteurs que comme les résultats d'une sorte de poussée qui agirait du Nord au Sud le long des côtes d'Espagne, et du Sud au Nord à la sortie du golfe du Mexique, il ne faut cependant pas cesser de voir dans ces courants autre chose que les effets ordinaires des lois qui régissent l'écoulement libre des fluides sous l'action de la pesanteur. L'eau des courants océaniques n'est pas poussée, elle coule.

Itinéraire du Gulf-Stream. — Le courant littoral Nord-Sud, qui descend des côtes d'Espagne vers l'équateur, parcourt successivement des parallèles dont la vitesse dans le sens du mouvement de rotation de la Terre, c'est-à-dire de l'Ouest à l'Est, va sans cesse en augmentant. En vertu de la loi d'inertie, le courant littoral, en passant d'un parallèle à l'autre, est constamment en retard sur la vitesse du dernier parallèle atteint; la masse d'eau qui le forme tend donc à être rejetée vers l'Ouest; c'est à l'équateur que cette tendance atteint son maximum. Mais c'est là aussi que les chaleurs tropicales réchauffent l'eau, diminuent sa densité et produisent l'intumescence équatoriale. Les deux causes du mouvement, chaleur et pesanteur, agissent constamment dans la partie tropicale du circuit océanique et lui donnent une impulsion permanente. Les alizés ajoutent leur impulsion réelle aux flots qu'ils soulèvent; mais ce n'est là qu'une action superficielle et secondaire; car l'action des alizés fût-elle inverse, ainsi que cela se présente sur d'autres points des courants océaniques, que le mouvement de l'Est à l'Ouest n'aurait pas moins lieu.

En arrivant dans le voisinage de l'équateur, le courant que nous considérons vient heurter le courant qui du pôle austral descend de son côté vers l'équateur;

il se divise en trois branches. L'une contourne le golfe de Guinée et remonte vers le cap de Bonne-Espérance; cette branche paraît principalement formée par le courant de retour du grand courant venu du pôle austral vers l'équateur. La seconde suit la côte du Brésil et remonte vers le cap Horn, et la troisième se dirige vers le golfe du Mexique duquel elle sort sous le nom de *Gulf-Stream,* en se dirigeant vers le Nord-Est(1).

C'est cette branche du grand circuit de l'Atlantique dans l'hémisphère boréal que nous suivrons plus particulièrement. Elle donne d'abord naissance à une branche qui se détache du courant principal vers les hauts-fonds connus sous le nom de *banc de Terre-Neuve,* se dirige vers les Açores, et de là rejoint la côte africaine pour redescendre vers l'équateur. Dans ce circuit est enfermée la mer des Sargasses, au fond de laquelle se préparent les houillères des époques géologiques de l'avenir.

Refoulé vers l'Est par le courant glacé qui descend de la mer de Baffin, le Gulf-Stream recule jusqu'au point où le courant glacé, rencontrant le gouffre profond situé au sud du banc de Terre-Neuve, s'y précipite en passant sous le courant chaud pour se diriger vers l'équateur (2). Une partie du courant froid descend le long de la côte des États-Unis et finit par disparaître sous le courant chaud.

Courant de Rennel. — En quittant le banc de Terre-Neuve, le Gulf-Stream reprend sa direction vers le Nord-Est jusqu'à la rencontre des côtes d'Islande et du grand isthme sous-marin qui joint l'Ecosse, les Hébrides et les îles Féroë à l'Islande et au Groenland. C'est là que prend naissance un second courant de retour connu sous le nom de *courant de Rennel,* et qui, longeant les côtes d'Irlande, de France et d'Espagne revient vers l'équateur.

Isthme sous-marin entre l'Écosse et le Groenland. — En arrivant au grand isthme sous-marin qui joint l'Écosse au Groenland, et dont la profondeur moyenne sous l'eau est inférieure à celle du courant chaud (3), le Gulf-Stream se heurte à un double obstacle: au fond le relief solide de l'isthme, et au-dessus le courant glacé qui descend des mers polaires. Il y a lutte entre les deux courants. De violents tourbillons redoutés des navigateurs naissent autour des îlots des Féroë et les rongent. L'un de ces îlots, miné par les courants, vient récemment de s'écrouler dans la mer. La violence des courants opposés est telle que le mélange de leurs eaux n'a pas le temps de s'opérer.

Il est à supposer que le groupe des îles Féroë était autrefois plus nombreux et chaque îlot plus étendu qu'il ne l'est de nos jours. La disparition soudaine d'un

(1) Maury, *Courants océaniques.*
(2) Maury, *Courants océaniques.*
(3) Élisée Reclus, *Géographie universelle.*

de ces îlots, annoncée en 1885 par le Gouvernement danois, n'est probablement que la répétition de faits semblables, mais dont l'histoire n'a pas conservé la mémoire.

Sous l'action des courants violents et profonds qui luttent au passage de l'isthme sous-marin, les roches qui forment les assises inférieures des îlots sont peu à peu rongées, et un jour arrive où un îlot, porté, comme un champignon, sur un pédoncule insuffisant, s'abîme dans les profondeurs de l'Océan.

Au seuil des Féroë, les deux courants opposés franchissent tous les deux l'obstacle. De même qu'au banc de Terre-Neuve, le courant froid refoule le Gulf-Stream jusqu'au seuil de l'isthme sous-marin, au delà duquel il retrouve le lit profond de l'Océan et se précipite dans ses profondeurs comme du haut d'un déversoir en passant sous le courant chaud. Ce dernier, dont les eaux chaudes remontaient autrefois la mer de Baffin et la côte orientale du Groenland, soutient mal aujourd'hui la lutte.

Inflexion du Gulf-Stream vers l'Est. Partage des eaux. — Ici encore, il est infléchi vers l'Est. Il a quitté, pour n'y revenir qu'après une longue suite de siècles, les bords autrefois riants, mais maintenant glacés de l'ancienne Terre-Verte.

Loin de couvrir, comme autrefois, d'un manteau les mers boréales, le courant chaud, amoindri par le choc de l'isthme sous-marin, ne jette plus sur ces mers que des courants sans profondeur ([1]), séparés par des bandes parallèles où le courant contraire venant du pôle apparaît au jour. La plus grande partie de ses eaux, déviées dans la lutte de l'isthme sous-marin, retourne vers l'équateur sous le nom de *courant de Rennel.*

Dans ce partage inégal des eaux du Gulf-Stream entre les courants qui continuent à se diriger vers le Nord-Est et le courant de Rennel qui les ramène vers l'équateur, nous n'avons décrit que la phase annuelle durant laquelle les mers polaires sont le plus favorisées : c'est la saison d'été pendant laquelle la banquise qui relie le Groenland au Spitzberg et à la Nouvelle-Zemble, disloquée par la chaleur, livre un facile passage aux courants divisés du Gulf-Stream.

Le Gulf-Stream au seuil des Féroë en hiver. — Quand vient l'hiver, la glace nouvelle réunit les fragments épars de l'ancienne glace et oppose aux courants superficiels du Gulf-Stream un obstacle infranchissable. Ces courants, réunis et refoulés le long des côtes de la Scandinavie, ne trouvent plus au cap Nord qu'un étroit défilé au delà duquel, abandonnés de leur chaleur, ils se perdent dans les mers glacées pour se changer en courants de retour.

Si le Gulf-Stream lutte moins bien en hiver qu'en été contre les glaces des mers polaires, c'est d'abord parce qu'en hiver les mers polaires, à peine vues par

---

([1]) Élisée Reclus. *Géographie universelle.*

le soleil, perdent rapidement la chaleur qui, en été, les maintient liquides, et la congélation superficielle ne tarde pas à arriver. Mais il y a, ou plutôt il doit y avoir une autre cause : le Gulf-Stream doit être moins puissant et moins chaud en hiver qu'en été.

Intumescence équatoriale. — Nous avons parlé plus haut de l'intumescence équatoriale à laquelle le Gulf-Stream doit son origine ; le mot est inexact, c'est *intumescence intertropicale* que nous aurions dû dire.

S'il est vrai, ce qui semble évident, que le Gulf-Stream n'est qu'une portion du courant qui part des côtes de la Sénégambie et se dirige vers la pointe du Brésil connue sous le nom de *cap Saint-Roch*, où le courant se partage en deux branches, on peut se demander si ce partage se fait toujours dans la même proportion.

Partage des eaux au cap Saint-Roch. — Or, l'intumescence intertropicale a sa cause unique dans l'action calorifique du soleil sur la mer ; elle doit donc suivre cet astre dans son voyage annuel entre les tropiques. L'axe de l'intumescence, ou, ce qui revient au même, l'axe du courant marin qui va de l'Afrique au Brésil doit passer à droite du cap Saint-Roch, en été, et à gauche de ce cap en hiver. Il doit donc y avoir inégalité de partage au cap Saint-Roch, en été et en hiver ; et comme l'axe du courant est naturellement le lieu des températures maxima ; que la température diminue à mesure qu'on s'éloigne à droite ou à gauche du courant, il en résulte que, si, en été, l'axe du courant passe à droite du cap Saint-Roch, un courant chaud et puissant se dirigera vers le golfe du Mexique ; tandis qu'en hiver l'axe du courant, passant à gauche du cap, ne laissera plus à droite qu'un courant moindre et de température réduite.

Il serait possible de préciser par des observations de hauteur du niveau de la mer et de température les variations du courant intertropical qui se dirige vers le golfe du Mexique. Le port de Colon nous semblerait un lieu convenable pour ces observations.

Différence de niveau des mers à Colon et à Panama. — Si l'explication que nous avons donnée de l'intumescence équatoriale est exacte ; si cette intumescence est due à une différence de densité entre les eaux surchauffées du courant équatorial et les eaux relativement froides des mers voisines, on peut se demander si l'Atlantique, à Colon, et le Pacifique, à Panama, sont au même niveau moyen.

Nous laisserons de côté la question des marées. Les marées sont en général très faibles, tant sur le rivage oriental que sur le rivage occidental de l'Amérique du Sud. Par exception la marée atteint $6^{m},50$ à Panama tandis qu'elle ne dépasse guère $0^{m},60$ à Colon. On peut néanmoins présumer que, en raison de la longueur du canal interocéanique actuellement en construction, les différences des

marées à Colon et à Panama ne sont pas susceptibles de créer dans le canal un courant capable de gêner la navigation. Seulement le canal devra être plus profond de 3^m à Panama qu'à Colon.

Nous ne considérerons que les courants équatoriaux qui, partant l'un des côtes de la Sénégambie et l'autre des côtes de la République de l'Équateur et du Mexique, se dirigent tous deux vers l'Ouest.

Deux causes, qui n'existent pas dans le Pacifique près de Panama, peuvent surélever le niveau de l'Atlantique à Colon. La première consiste dans le choc du courant africain contre les côtes américaines. Si faible que soit la vitesse du courant, ne serait-elle que de $0^m,10$ par seconde, et même moins, il y a choc et, par conséquent, intumescence le long de l'obstacle. Le courant heurte d'abord le cap Saint-Roch où il se divise. La branche Nord suit la côte jusqu'à l'entrée du golfe du Mexique duquel elle sort dans une direction inverse ; un second choc a donc lieu dans les parages de l'isthme qui réunit les deux Amériques : une intumescence doit, par conséquent, se produire le long de la côte orientale de l'isthme.

Pour apprécier la seconde cause de la surélévation du niveau de l'Atlantique, à Colon, considérons le courant littoral qui longe les côtes d'Europe et celles d'Afrique jusqu'à la Sénégambie. Ce courant, froid dans les hautes latitudes, va sans cesse s'échauffant dans sa descente vers l'équateur; en s'échauffant, il se dilate, son niveau s'élève en raison de la diminution de sa densité : de là l'intumescence équatoriale dont nous avons plus haut essayé d'indiquer les effets. Cette intumescence est encore accrue par le choc du courant venu du Nord contre le courant inverse qui descend du pôle austral vers l'équateur.

Le courant du Nord arrive dans la région équatoriale et quitte la côte africaine, sans avoir encore acquis la chaleur que la région intertropicale doit lui communiquer. Sa dilatation est encore incomplète : elle n'arrivera à son maximum que vers le golfe du Mexique où le courant s'apprête à quitter la zone torride. Il semble résulter de cette lente dilatation du courant équatorial qu'une molécule d'eau située à la surface de l'Océan, et partant de la côte africaine, s'éloignera du centre de la Terre à mesure qu'elle s'approchera du golfe du Mexique, ou, en d'autres termes, que le niveau de l'Océan doit être plus bas à l'embouchure du Sénégal qu'à Colon.

Les deux causes dont nous venons d'apprécier les effets agissent dans le même sens et tendent à surélever le niveau moyen de l'Atlantique à Colon. Les données de l'observation sur la vitesse, la profondeur et la température du courant équatorial ne sont pas encore assez précises pour apprécier l'exhaussement du niveau de l'Atlantique le long de la côte américaine ; mais on comprend que cet exhaussement, si faible qu'il soit, doit exister.

Examinons maintenant quelle doit être la situation du niveau moyen de l'océan Pacifique à Panama. Ce niveau est soumis à l'influence de deux courants,

l'un venant du Nord et longeant les côtes de la Californie, l'autre venant du Sud et longeant les côtes du Pérou. Les deux courants viennent se heurter vers l'équateur, non loin de Panama. Réunis, ils forment le grand courant équatorial du Pacifique qui se dirige vers l'Ouest. Cet état de choses est analogue à celui que nous avons décrit au moment où les courants boréal et austral de l'Atlantique viennent faire leur jonction dans le voisinage des côtes d'Afrique. Il est donc probable que les niveaux moyens du Pacifique à Panama et de l'Atlantique au Sénégal sont pareils. Les deux causes qui, dans notre opinion, doivent surélever le niveau de l'Atlantique vers Colon, ne se trouvant pas dans le Pacifique à Panama, doivent avoir tout leur effet pour établir une différence de niveau des deux océans à Colon et à Panama.

Revenant maintenant au partage inégal du courant équatorial de l'Atlantique au cap Saint-Roch, en été et en hiver, il est à présumer que le niveau de la mer à Colon sera plus bas en hiver qu'en été, et que la différence des niveaux des océans à Colon et à Panama sera moindre en hiver qu'en été.

Variations du Gulf-Stream. — Le Gulf-Stream continuera-t-il, dans ses variations annuelles, à être enfermé entre les mêmes limites? Oui, sans doute, si, les bassins maritimes restant les mêmes, la distribution de la chaleur solaire sur la surface du globe reste ce qu'elle est à présent.

Si, à défaut d'histoire écrite, la tradition appuyée sur des faits incontestables ne nous avait pas appris que les hivers tièdes qui, de nos jours, favorisent l'Irlande se trouvaient, il y a mille ans, au cap Farewell et couvraient de vertes prairies la terre du Groenland maintenant ensevelie sous les glaces; si, depuis cette époque, les relations suivies des navigateurs n'avaient pas constaté la lente inflexion vers l'Est et le Sud du phénomène qui distribue dans le nord de l'Atlantique les hivers tièdes, on hésiterait peut-être avant d'affirmer que l'état actuel des choses n'est pas stable; mais maintenant le doute n'est plus permis.

Passage vers le pôle Nord. — L'hiver boréal va devenir de plus en plus rude, et si ceux qui cherchent encore une voie maritime vers le pôle Nord veulent y arriver, ils devront se hâter; car, si elle existe encore, comme il est probable qu'elle a existé il y a mille ans environ, elle ne tardera pas à se fermer et pour longtemps. C'est désormais vers les mers australes et en suivant la direction du courant du Brésil ou, mieux encore, du grand courant du Pacifique qui baigne la côte orientale de la Nouvelle-Zélande, que les recherches des savants sur la Physique terrestre paraissent devoir être dirigées.

CHAPITRE X.

DISTRIBUTION DE LA CHALEUR SOLAIRE SUR LA SURFACE DE LA TERRE.

Indépendamment des causes multiples et impossibles à prévoir qui peuvent faire varier la distribution de la chaleur solaire à la surface de la Terre, il en est une dont l'influence est certaine, elle se rattache à la précession des équinoxes. Nous allons en examiner les effets probables.

Influence de la précession des équinoxes. — On sait que, parmi les nombreux mouvements auxquels la Terre est assujettie en accompagnant le Soleil dans son voyage inconnu à travers l'espace, il en est un connu sous le nom de *précession des équinoxes*, et dont l'effet sensible se traduit, après une longue série d'observations, par le déplacement du point de la sphère céleste auquel aboutit l'axe de rotation diurne de la Terre.

De nos jours, cet axe, prolongé vers le Nord, rencontre la sphère idéale qui enveloppe l'univers visible, non loin de l'étoile de deuxième grandeur qui termine la queue de la Petite Ourse et qui a reçu le nom d'*étoile polaire*. Ce point de rencontre, à l'inverse de tous les mouvements planétaires qui s'opèrent de l'Ouest à l'Est, se meut de l'Est à l'Ouest. C'est un mouvement rétrograde très lent. C'est ainsi que, il y a 4500 ans, le pôle se trouvait dans le voisinage de l'étoile α du Dragon; que, dans 2500 ans, il arrivera très près de l'étoile γ de Céphée, et que, dans 11 500 ans, le pôle se rapprochera de la brillante étoile Véga de la Lyre.

Si, partant du centre O (*fig.* 32) de l'ellipse que la Terre décrit dans un an dans son parcours autour du Soleil S, on élève vers le Nord une perpendiculaire au plan de l'ellipse, ordinairement désigné sous le nom de *plan de l'écliptique*, la perpendiculaire ira rencontrer la sphère céleste en un point P qu'on nomme *pôle de l'écliptique*, et la perpendiculaire OP elle-même est l'axe de l'écliptique.

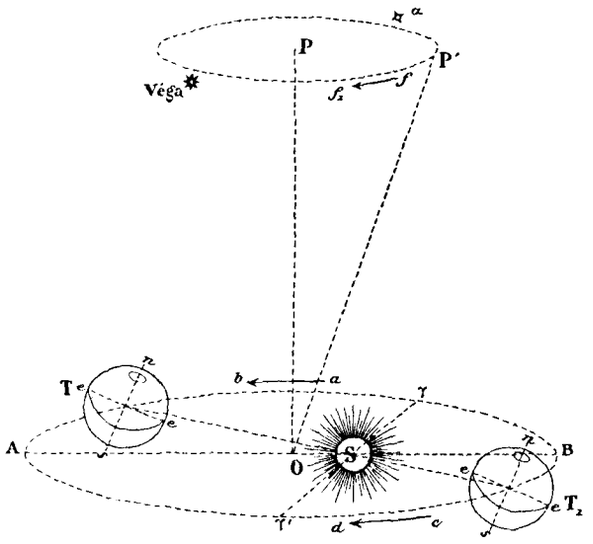
La *fig.* 32 représente la Terre T aux deux extrémités de la ligne des solstices. $\gamma\gamma'$ est la ligne des équinoxes, qui est perpendiculaire à la ligne TT_1 des solstices.

Lorsque, dans sa révolution annuelle autour du Soleil, la Terre arrive au point γ, l'équinoxe du printemps a lieu ; le point opposé γ' correspond à l'équinoxe d'automne.

AB est la ligne des apsides ou grand axe de l'orbite elliptique décrite annuellement par la Terre autour du Soleil, dans le sens de la flèche *ab*.

n, *s* sont les pôles Nord et Sud de la Terre ; l'axe de rotation *ns* de la Terre est parallèle à la ligne OP′ qui joint le centre de l'orbite à l'étoile polaire. Cette

Fig. 32.



dernière est tellement loin de nous que, quelle que soit la position de la Terre dans son orbite, l'axe de rotation se dirige toujours vers cette étoile.

La Terre étant aplatie aux pôles, et son axe de rotation étant incliné sur l'écliptique, l'action attractive du Soleil sur le renflement équatorial tend à rapprocher le plan de l'équateur terrestre *ee* du plan de l'écliptique ; de là naît le mouvement rétrograde de l'intersection de ces deux plans. Cette intersection venant à passer, dans le mouvement annuel, par le centre du Soleil donne deux fois par an la direction de la ligne des équinoxes $\gamma\gamma'$.

La flèche *ab* indiquant le mouvement de révolution de la Terre autour du Soleil, la flèche *cd* indiquera le sens du mouvement du point γ sur l'orbite terrestre. Ce mouvement angulaire est, d'après des calculs basés sur de nombreuses observations astronomiques, d'environ 50″,2 par an ; il faudrait donc environ 25 765 ans pour que le point γ, équinoxe du printemps, fît le tour entier de l'écliptique.

Pendant que l'intersection des plans de l'équateur et de l'écliptique décrit sur ce dernier, dans le sens de la flèche *cd*, une révolution complète, l'axe des pôles de la Terre, qui reste constamment perpendiculaire à l'équateur, décrit dans le sens de la flèche ff_1 un hyperboloïde dont les génératrices sont successivement parallèles à celles du cône qui a son sommet au point O, et pour axe la perpen-

diculaire OP au plan de l'écliptique. L'une des positions des génératrices parallèles est la ligne OP′ qui passe par la Polaire ; et l'angle POP′ du cône est égal à l'inclinaison de l'équateur sur l'écliptique. Cet angle est actuellement d'environ 23°27′.

Inégalité de la chaleur solaire aux pôles de la Terre. — Considérons maintenant la Terre dans les deux positions qu'elle a sur la figure ci-contre. En disant plus haut que la ligne des équinoxes $\gamma\gamma'$ est perpendiculaire à la ligne TT_1, c'est dire que cette dernière ligne est celle des solstices.

Dans la position T où le pôle Nord *n* est éclairé par le Soleil, la Terre se trouve au solstice d'été. Dans la position T_1, où le pôle Nord *n* ne voit plus le Soleil, la Terre est au solstice d'hiver, et c'est le pôle Sud qui reçoit les rayons chauds du Soleil.

La Terre, au solstice d'hiver T_1, se trouvant encore très près du périhélie B, est, par suite de l'excentricité de l'ellipse qu'elle décrit autour du Soleil, sensiblement plus près de cet astre que lorsqu'elle est en T au solstice d'été. Des deux pôles vus par le Soleil dans ces deux positions, c'est celui qui est vu de plus près qui recevra le plus de chaleur.

Fusion des glaces plus abondante au pôle Sud qu'au pôle Nord. — Il est vrai que, si l'on considère la Terre dans sa révolution annuelle autour du Soleil, la quantité de chaleur qu'elle recevra de cet astre dans la première partie de son trajet, partant de l'équinoxe du printemps et aboutissant à l'équinoxe d'automne, en passant par le solstice d'été, sera égale à celle qu'elle recevra dans la seconde partie du trajet, partant de l'équinoxe d'automne et aboutissant à l'équinoxe du printemps, en passant par le solstice d'hiver.

Il semble logique de conclure de là que les effets de la chaleur sur deux corps identiques, placés l'un dans l'hémisphère Nord, l'autre dans l'hémisphère Sud et à des latitudes égales, devront être les mêmes ; et que, s'il s'agit des glaces polaires qui sont vues alternativement pendant six mois par le Soleil, la fusion doit être la même autour du pôle Nord qu'autour du pôle Sud.

La conclusion serait irréprochable s'il s'agissait de deux corps pouvant absorber la chaleur solaire sans changer d'état. Ces deux corps recevraient dans le courant d'une année des quantités de chaleur égales. S'il s'agit de la glace, qui fond à la température zéro et qui ne peut absorber plus de chaleur que ne comporte cette température sans changer d'état, c'est-à-dire sans fondre, une distinction essentielle nous paraît devoir s'établir.

Influence de la chaleur directe du Soleil sur la fusion des glaces polaires. — Il s'agit, en effet, de savoir quel est, de deux blocs de glace identiques placés à la-

titude égale, l'un au Nord, l'autre au Sud, celui qui, sous l'influence de la chaleur solaire, fondra le plus vite. C'est ce que nous allons examiner.

Si l'on s'en rapporte aux récits des explorateurs des régions polaires, les mers glacées sont loin de présenter une surface unie; elles sont couvertes d'aspérités provenant des ruptures de la glace. Dans le voisinage des côtes, des masses énormes de glaces, détachées des glaciers voisins, encombrent la surface glacée des mers, à tel point qu'on ne saurait bien préciser si, à l'aplomb des pieds de l'explorateur, se trouve la terre ou la mer. Les surfaces unies et parallèles au niveau des mers doivent donc y former, tant sur la terre ferme que sur l'eau, de rares exceptions.

Si cependant de semblables surfaces existent, l'action solaire sera permanente sur elles pendant six mois par an. La chaleur solaire s'accumulera sur ces surfaces; c'est par elles que la fusion des glaces commencera, et cette fusion sera d'autant plus rapide que la chaleur solaire sera plus intense.

Considérons maintenant les surfaces brisées se présentant sous des inclinaisons diverses, tantôt faibles, tantôt se rapprochant de la verticale, et tantôt en surplomb.

Pour fixer les idées, considérons deux grands cubes de glace identiques, l'un N près du pôle Nord, l'autre S près du pôle Sud, tous deux à des distances égales du pôle voisin et placés dans des situations identiques, telles que leurs faces se présentent de la même manière au Soleil.

A partir de l'équinoxe du printemps, le cube N placé près du pôle Nord sera vu par le Soleil jusqu'à ce que la Terre arrive à l'équinoxe d'automne. Mais, durant ce long jour de six mois, une même face latérale du cube ne sera soumise à l'insolation que pendant douze heures sur vingt-quatre. Elle s'échauffera : ce sera le jour pour elle. Pendant les douze heures qui suivront, elle ne verra plus le Soleil, ce sera pour elle la nuit. Elle se refroidira et perdra par le rayonnement libre vers l'espace la plus grande partie de la chaleur qu'elle aura reçue pendant les douze heures d'insolation.

Lorsque la Terre passera de l'équinoxe d'automne à l'équinoxe du printemps, c'est le cube de glace S placé près du pôle Sud qui sera vu par le Soleil et soumis aux mêmes alternatives d'insolation et de refroidissement, ou, si l'on veut, de jour et de nuit, que celles par lesquelles aura passé le cube N placé près du pôle Nord.

L'insolation n'est donc pas continue pour une même face des deux cubes; ses effets ne s'accumulent pas d'un jour à l'autre, ou, s'ils s'accumulent, ce ne peut être que dans une faible mesure, car le rayonnement nocturne détruit la plus grande partie des effets de l'insolation diurne. Une même face du cube se présente donc au matin pour recevoir les rayons solaires à peu près dans le même état de calorique que vingt-quatre heures auparavant. Les effets de l'insolation

seront donc moindres sur les surfaces inclinées que sur les surfaces horizontales, et ces effets seront d'autant plus faibles que les surfaces exposées au Soleil se rapprocheront plus de la verticale.

Considérons successivement les deux cubes N et S; le cube N dans le voisinage du solstice d'été, et six mois après le cube S dans le voisinage du solstice d'hiver.

Une même face du cube N recevra, pendant douze heures sur vingt-quatre, l'action des rayons solaires affaiblis par la distance plus grande en été de la Terre au Soleil; elle sera pénétrée moins profondément par cette action; sa température pourra rester inférieure à zéro et, dans ce cas, elle ne fondra pas ou, si la température arrive à zéro, elle n'éprouvera qu'une fusion superficielle.

Six mois après, dans le voisinage du solstice d'hiver, une même face du cube S recevra également, pendant douze heures sur vingt-quatre, l'action solaire augmentée en raison de la diminution de la distance à laquelle la Terre se trouvera alors du Soleil. Sous cette action plus forte agissant pendant le même temps, sa température arrivera plus facilement à zéro; elle sera pénétrée plus profondément par la chaleur, et la fusion, qui pouvait n'être que superficielle et faible sur le cube N, six mois auparavant, devra prendre des proportions plus considérables.

On sait que la différence des quantités de chaleur résultant de l'excentricité de l'orbite terrestre et qui sont alternativement reçues par l'unité de surface et pendant l'unité de temps, au pôle Nord au solstice d'été et au pôle Sud au solstice d'hiver, est petite. Ces quantités sont à peu près dans le rapport de 97 au pôle Nord et de 103 au pôle Sud. Mais, si faible que soit cette différence, elle existe et ne saurait rester sans effet; car, dans la nature, rien ne se perd et toute cause a son effet.

Il résulte de cet examen que, pour les surfaces de glace inclinées, la fusion résultant d'une action intermittente sera plus considérable au pôle Sud qu'au pôle Nord.

Si l'on veut considérer les surfaces de glace horizontales à l'un et l'autre pôle, l'insolation y sera permanente six mois par an. La chaleur solaire agira d'une manière continue et sans intermittence, et c'est par ces surfaces horizontales que la fusion, comme nous l'avons dit plus haut, commencera. Sans revenir ici sur les détails dans lesquels nous avons cru utile d'entrer à propos des surfaces inclinées, il paraît évident que les surfaces horizontales fondront avec plus d'activité au pôle Sud qu'au pôle Nord.

Notons en passant que, s'il se trouve dans le voisinage des pôles de larges espaces de mers glacées, les petites inégalités superficielles de ces mers ont dû être comblées par la neige et qu'il n'y aurait rien de surprenant à ce que, comme l'a soutenu le regretté Gustave Lambert, ces mers ne devinssent libres au solstice d'été, au pôle boréal, et au solstice d'hiver, au pôle austral.

Rien jusqu'à présent ne révèle d'une manière spéciale l'existence d'une mer au pôle austral. C'est autour de ce pôle que l'on rencontre les masses de glaces flottantes, dites *montagnes de glace,* les plus volumineuses. Ces masses ne sont autre chose que des tranches détachées de puissants glaciers voisins du pôle. Ces glaciers ne semblent pouvoir se former que sur la terre ferme; il faudrait donc conclure de là qu'il doit exister au pôle austral une masse de terre compacte et de quelque étendue. Elle doit être montagneuse, car Ross y a vu de loin deux volcans auxquels il a donné les noms d'*Erebus* et de *Terror,* qui étaient ceux des navires qu'il commandait.

S'il faut en croire les relations des plus hardis explorateurs des mers boréales, tels que Cook, Kane et Hayes, il y aurait une mer libre, en été, autour du pôle boréal. Les grandes migrations d'oiseaux observées au Canada se dirigeant vers le Nord aux approches de l'été, pour y chercher une abondante nourriture, tendraient à confirmer l'existence de cette mer libre.

Les différences de l'intensité de la chaleur solaire aux deux pôles de la Terre rappellent à nos souvenirs, bien lointains, une expérience qui fut faite par une belle journée de Soleil. C'était à l'École Polytechnique : on plaça au foyer d'une grande lentille à échelons des rubans de cuivre; le métal entra immédiatement en fusion; d'autres rubans du même métal restaient, pendant l'expérience, exposés aux rayons directs du soleil; ils s'échauffèrent, sans doute, mais quelle durée n'aurait-il pas fallu pour arriver à la fusion? C'est l'action bien connue de la loupe concentrant les rayons solaires sur un objet inflammable.

Dans un ordre de choses qui se rapproche davantage du phénomène que nous cherchons à analyser, ne voyons-nous pas les comètes se réduire en poussière cosmique et prendre une immense extension dans leur court passage au périhélie, tandis qu'elles se condensent dans leur long voyage vers l'aphélie? Et, cependant, la quantité de chaleur reçue par ces astres est la même durant la faible longueur de leur orbite qui avoisine le périhélie que dans la partie bien autrement longue à parcourir qui s'étend jusqu'à l'aphélie.

Que conclure de là, sinon que la durée de l'action solaire ne saurait produire, pour le changement d'état des corps, et en particulier pour la fusion des glaces polaires, les mêmes effets qu'une intensité plus grande de cette même action et de durée moindre?

Influence des courants océaniques sur la fusion des glaces polaires. — Indépendamment des causes d'ordre cosmique qui tendent à augmenter la fusion des glaces au pôle austral, et qui ont leur origine dans l'excentricité de l'orbite de la Terre, il en est une d'ordre terrestre et qui tient à la configuration des continents : nous voulons parler des courants océaniques.

Ces courants, chauffés au même foyer équatorial, remontent le long des rivages

continentaux, les uns vers le Nord, les autres vers le Sud. Ils reviennent ensuite, refroidis, vers le foyer d'où ils étaient partis.

On peut supposer qu'à leur départ de la région équatoriale les courants qui se dirigent vers le Nord et ceux qui se dirigent vers le Sud ont à peu près la même température.

Suivons successivement deux de ces courants d'origine commune; suivons d'abord le courant qui se dirige vers le Nord pendant l'été boréal. Dans son trajet vers les glaces du Nord, sa température va sans cesse en diminuant, bien que, pendant plus de douze heures par jour, il reste soumis à l'action réchauffante du Soleil. Mais durant cette époque de l'année la Terre atteint le maximum de la distance qui la sépare du Soleil, et le courant liquide ne reçoit de cet astre que des rayons calorifiques relativement affaiblis.

Suivons maintenant le courant qui se dirige vers le Sud pendant l'été austral. Au départ de la région équatoriale, sa température est la même que celle du courant qui, six mois auparavant, se dirigeait vers le Nord. Dans son trajet vers les glaces du Sud, sa température va sans cesse en diminuant, bien que, pendant plus de douze heures par jour, il reste soumis, comme le courant qui se dirigeait vers le Nord, à l'action réchauffante du Soleil. Mais durant cette époque de l'année la Terre arrive au minimum de la distance qui la sépare du Soleil. En raison de cette diminution de la distance, le courant liquide recevra, pendant la durée diurne de l'insolation, plus de chaleur que ne pouvait en recevoir, à latitude égale, le courant dirigé vers le Nord; sa température diminuera donc moins rapidement que celle de ce dernier.

Si l'on considère ensuite l'un et l'autre courant arrivant au contact des glaces polaires, il est évident que c'est le courant qui aura conservé la température la plus élevée qui exercera sur la fusion des glaces l'action la plus vive. C'est donc au pôle Sud que cette action sera le plus intense et qu'elle se manifestera par une fusion des glaces plus grande qu'au pôle Nord.

L'action des courants océaniques s'exerce donc sur les glaces polaires dans le même sens que l'action directe des rayons solaires.

Les grands courants océaniques qui se dirigent vers les pôles sont accompagnés chacun, dans leur trajet, par un courant aérien de vapeurs tièdes qu'ils engendrent. Le courant aérien arrivant au contact des glaces ajoute son action à celle du courant marin, et c'est le courant le plus chaud qui doit jeter vers les pôles le plus de nuages. Dans le cas que nous examinons, le pôle austral doit être entouré d'une zone de nuages plus étendue et plus intense que le pôle boréal.

Les courants marins et les courants aériens chargés de vapeurs tièdes sont les véhicules que la nature emploie pour distribuer les chaleurs de la zone équatoriale vers les régions moins favorisées par le Soleil, c'est de la chaleur qui marche. Leur action, favorisée par la capacité calorifique exceptionnelle de l'eau,

est si considérable, qu'il est permis de leur assigner une influence prépondérante sur la fusion des glaces polaires; car comment pourrait-on expliquer, sans cette influence, les diversités des climats sous la même latitude, les glaces du Groenland et les vertes forêts de la Norvège, les hivers terribles du Labrador et les tièdes hivers de l'Irlande et de l'Angleterre?

Des actions combinées des rayons directs du Soleil et des courants océaniques liquides et aériens sur la fusion des glaces polaires, il semble naturel de conclure que le pôle austral doit se dégarnir de glaces, tandis que nous voyons depuis mille ans les glaces envahir peu à peu les mers boréales.

Cette différence de l'action calorifique du Soleil sur la fusion des glaces polaires a dû être d'autant plus grande que le solstice d'hiver s'est trouvé plus rapproché du périhélie; elle a dû atteindre son maximum au moment où la ligne des solstices et celle des apsides coïncidaient. C'est vers l'an 1250 de l'ère chrétienne que cette coïncidence a eu lieu (¹). Depuis cette époque, la différence va en diminuant. Elle sera nulle lorsque, dans sa lente évolution rétrograde, la ligne des équinoxes $\gamma\gamma'$ sera venue coïncider avec la ligne SB du périhélie. A cette époque, la Terre sera à égale distance du Soleil, soit qu'elle se trouve au solstice d'hiver, soit qu'elle se trouve au solstice d'été; la répartition de la chaleur annuelle versée par le Soleil sera alors égale pour l'un et l'autre pôle.

Mais, jusqu'à ce que cette coïncidence se soit produite, le pôle Sud continuera à recevoir plus de chaleur que le pôle Nord; les glaces qui l'environnent continueront à fondre, tandis qu'elles continueront à s'élargir autour du pôle Nord.

En admettant, par analogie avec la distribution des saisons dans l'année ordinaire, que ce qu'on peut appeler le *grand hiver boréal* ait commencé au moment où la coïncidence du solstice d'hiver et du périhélie se produisait, il ne finira que lorsque l'équinoxe du printemps coïncidera à son tour avec le périhélie. Le grand hiver boréal, qui a commencé vers l'année 1250, va donc devenir de plus en plus rude. L'isotherme zéro dont la marche vers le Sud et l'Est est déjà marquée, ainsi que nous l'avons établi précédemment, en étudiant ses variations dans l'Atlantique du Nord, va, par conséquent s'avancer de plus en plus vers le Sud.

Résultats de la marche de l'isotherme zéro vers le Sud et l'Est. — Il n'est pas inutile de revenir sur les résultats probables que la marche vers le Sud de l'isotherme zéro pourra avoir pour l'Europe. S'il est impossible, dans l'état actuel des données de l'observation, de préciser les époques auxquelles ces résultats se produiront, on peut essayer du moins de prévoir l'ordre dans lequel ils se succéderont.

(¹) DELAUNAY, *Cours d'Astronomie*.

Trajectoire des hivers tièdes il y a mille ans. — Il y a mille ans, le courant de vapeurs chaudes et humides qui accompagne le Gulf-Stream dans son circuit à travers l'Atlantique passait sur le Groenland et y entretenait une température douce et humide, sous l'influence de laquelle une belle végétation, qui fit donner au Groenland son nom de *Terre verte*, s'était depuis de longs siècles développée. Ce courant de vapeurs, qui porte une température douce partout où le Gulf-Stream le mène, peut donc être appelé la *trajectoire des saisons tièdes.*

Le principal effet de cette trajectoire sur les pays qu'elle traverse est de faire participer le climat de ces pays à la température chaude et humide du courant de vapeurs qui la caractérise. Les chutes de neige deviennent plus rares en hiver sur les plaines basses, mais plus abondantes sur les montagnes. Les pluies sont plus fréquentes en été. Les hivers, longs et pluvieux, sont plus doux et les chaleurs de l'été moins vives.

Trajectoire des hivers tièdes actuelle. — Il y a mille ans, le Gulf-Stream répandait librement de la mer de Baffin à la Nouvelle-Zemble ses eaux chauffées aux régions tropicales. Les glaces avaient fondu au contact du courant marin, et s'il en restait encore, ce ne pouvait être que le long de rivages que leur situation mettait à l'abri de ce courant.

Depuis cette époque, le Gulf-Stream, repoussé par les glaces qui s'étendent sans cesse et qu'il ne parvient plus à fondre, s'est éloigné du Groenland et s'est porté vers l'Est et le Sud. Suivant ce mouvement, la trajectoire des hivers tièdes s'est également infléchie de la pointe Sud du banc de Terre-Neuve vers l'Est; elle passe maintenant vers le cap Lizard et se dirige, à travers la Baltique, vers le golfe de Finlande. L'isotherme zéro, suivie de près par les glaces, a participé à ce mouvement. Elle touche à la côte occidentale de la Scandinavie.

Tant que le Gulf-Stream parviendra à franchir le seuil qui porte les îles Féroë et à jeter au delà de ce seuil quelques-uns des rameaux isolés qu'il envoie encore, en été, réchauffer la partie nord-est de l'Atlantique; tant que le courant d'air chaud qui suit le courant marin pourra y puiser la vapeur chaude qui porte au loin les pluies douces, il semble que le climat de la région comprise entre l'Écosse et la Norvège sera tempéré et que l'hiver y restera relativement doux. Cet état de choses peut durer assez longtemps encore en ne subissant que des variations peu marquées.

Extension vers le Sud des glaces boréales. — Mais lorsque, par la lente progression des glaces, le Gulf-Stream, gêné, puis arrêté au seuil des Féroë, sera forcé de revenir vers le Sud, le courant de Rennel, peu accusé encore, prendra peu à peu une importance capitale. En hiver, il couvrira le sud-ouest de l'Europe de brumes et de pluies persistantes. La trajectoire des hivers tièdes, ramenée rapi-

dement vers l'entrée sud de la Manche, cessera de pénétrer dans la mer du Nord déjà saisie par les glaces. Elle s'infléchira de Brest aux Vosges et aux Alpes.

Une cause naturelle pourra précipiter cette évolution. On a remarqué depuis assez longtemps déjà que les bancs de glace, qui, au printemps, sortent de la mer de Baffin, s'avancent de plus en plus vers le Sud avant de fondre. Ces bancs rencontrent le bord gauche du Gulf-Stream qui les refoule en tournoyant vers le Nord-Est.

Dans ce voyage vers de hautes latitudes, les chances de fusion diminuent d'un jour à l'autre, et le jour n'est peut-être pas loin où les restes non fondus de ces bancs iront se souder à la banquise boréale et fermer avant l'heure le passage que le Gulf-Stream conserve encore vers le cap Nord.

Dès lors, la mer du Nord, ne recevant plus du courant chaud que des effluves insuffisantes, ne tardera pas à se couvrir de glaces. Les régions situées à l'est de cette mer cesseront d'être habitables, et le grand hiver boréal envahira l'Europe.

Causes des variations des climats européens. — Si, parmi les courants qui sillonnent les mers du globe terrestre, nous avons plus particulièrement porté notre attention sur le Gulf-Stream, ce n'est pas que les autres courants ne soient dignes d'intérêt, et que leur étude ne doive donner d'utiles enseignements sur la distribution et la variation séculaire des climats des diverses parties de la Terre; mais le Gulf-Stream intéresse plus spécialement l'Europe, et, à ce titre, il devait avoir la préférence dans notre étude des variations des climats.

Il résulte de cette étude que les climats européens sont gouvernés par deux causes principales, l'extension et le retrait périodiques des glaces autour du pôle boréal, d'une part, le Gulf-Stream, de l'autre. La première de ces causes est d'ordre cosmique; elle a son origine en dehors de la Terre; la seconde appartient à la Terre et ne dépend que de la configuration des mers. Il suffirait, en effet, d'un soulèvement sous-marin qui réunirait le banc de Terre-Neuve aux Açores, pour que le cours du Gulf-Stream vers l'Europe fût interrompu. Dès lors, l'Europe centrale serait soumise au climat glacé du Labrador. Elle se trouverait dans les mêmes conditions climatériques que l'Amérique du Nord et le nord de l'Asie où les courants océaniques n'ont sur le climat qu'une action insensible. Les glaces polaires l'envahiraient progressivement, sans avoir à lutter contre l'action variable du Gulf-Stream.

Il faut espérer que de longtemps le cours du Gulf-Stream ne sera pas troublé par quelque mouvement de la croûte terrestre et que l'Europe continuera à jouir d'un climat supportable. Mais il ne faut pas oublier que le Gulf-Stream n'est qu'une des causes des variations des climats européens, et que rien ne peut empêcher l'extension des glaces autour du pôle boréal. Il est donc certain qu'une époque viendra où les glaces du Nord envahiront l'Europe.

Conséquences de la progression des glaces boréales. Migrations vers le Sud. — Longtemps auparavant, les agriculteurs des régions aujourd'hui tempérées auront successivement abandonné la culture des céréales et de la vigne. Refoulés par le froid, les peuples européens ne trouveront de refuge qu'aux bords du bassin de la Méditerranée ou dans le nord de l'Afrique. Ces régions, rafraîchies et fertilisées par les pluies du courant humide qui suivra le Gulf-Stream alors incliné vers ces parages, offriront aux exilés du Nord un asile sûr, mais probablement disputé. Heureux seront les premiers occupants.

L'abandon successif des cultures habituelles doit-il devenir bientôt une nécessité? Non, sans doute. La marche des phénomènes que nous essayons de décrire est naturellement très lente, et il est probable que plus d'une génération passera avant que cette nécessité devienne bien claire aux yeux de tous.

Sous l'influence des hivers tièdes et des étés sans chaleur, bien des récoltes usuelles les plus nécessaires à l'homme ne mûriront pas toujours. En proie à des parasites végétaux et animaux inconnus, ou jusqu'à présent peu remarqués, et dont les rudes hivers et les étés secs d'autrefois empêchaient la propagation, les récoltes tromperont l'espérance du laboureur. Heureux encore, si les fruits de la terre, incomplètement mûris, n'engendrent pas de mortelles maladies pour les hommes et les animaux domestiques.

C'est principalement dans les régions voisines du littoral atlantique, plus directement soumis au double courant du Gulf-Stream, que ces phénomènes se montreront tout d'abord. C'est dans les parties hautes des vallées des Pyrénées, dans les hautes vallées des Alpes et sur les bords de la Baltique que l'incertitude des récoltes commencera à se manifester. La même incertitude ne tardera pas à s'étendre sur les plaines. Les herbages, peu à peu envahis par les mousses, résisteront quelque temps encore; mais l'heure des migrations vers le Sud sera venue. Les agriculteurs devront fuir les premiers; peu à peu les villes verront leur population décroître. Ceux qui vivent de la mer seront les derniers à partir. Il faudra pourtant s'y décider, s'ils ne veulent s'éteindre sur place.

Ces phénomènes étranges seront des calamités publiques; ces temps seront des temps maudits. Que de causes l'ignorance et la superstition ne leur chercheront-elles pas! Les uns accuseront d'imprévoyance le gouvernement de leur pays, d'autres attribueront à la colère divine des malheurs qui ne seront que l'effet naturel d'une évolution sidérale que l'on pouvait prévoir.

Les causes qui pousseront les Européens vers la Méditerranée et le nord de l'Afrique auront ailleurs de semblables effets. Elles ramèneront les populations asiatiques vers la mer des Indes, et l'on verra celles de l'Amérique du Nord se diriger vers le golfe du Mexique et vers l'empire oublié des Aztèques. Ce qui pourra arriver de plus heureux, c'est que ces grandes migrations, qui sont inévitables, s'opèrent insensiblement et s'échelonnent sur une longue durée.

Grand hiver boréal. — Ces grandes migrations des peuples du Nord vers le Sud pourront ne pas s'accomplir entièrement pendant le grand hiver boréal actuel qui, nous le verrons plus loin, sera relativement tiède; mais les phénomènes météorologiques qui les rendront plus tard nécessaires commenceront à se manifester dans le courant du grand hiver boréal dans lequel nous vivons.

Ces phénomènes sont sans doute encore loin de nous, qui ne comptons guère que par années; on dirait cependant que déjà ils s'annoncent, et que la trajectoire des hivers tièdes se rapproche de la France. A quelle cause, sinon à celle-là, pourrait-on attribuer la série déjà si longue des hivers tièdes dont ce pays est devenu le siège? C'est en 1856 que la série a commencé dans le sud-ouest de la France. C'est depuis cette époque que la neige a cessé, sinon de tomber, du moins de persister en hiver avec l'abondance d'autrefois. C'est aussi depuis cette époque que les grands glaciers des Alpes et leurs voisins plus modestes des Pyrénées, cédant à l'influence des pluies tièdes, ont commencé à diminuer. Peut-être est-ce par de semblables phénomènes que l'approche de la trajectoire des hivers tièdes doit se faire sentir.

A mesure que, dans sa lente progression vers le Sud, la trajectoire des hivers tièdes envahira la France, les pluies douces seront plus fréquentes sur les plaines, et les neiges plus abondantes sur les hautes montagnes. Les Alpes et les Pyrénées verront leurs glaciers progresser de nouveau, et les hivers seront longs, doux et brumeux sur les plaines.

Cette période, qu'on ne saurait prévoir sans tristesse, pourra embrasser de longues années; mais, lorsque dans sa lente évolution la trajectoire des hivers tièdes, entraînée vers le Sud par le Gulf-Stream aérien, nous aura laissés sur son bord septentrional, on verra les hivers sibériens envahir nos belles contrées pendant de longs siècles, et les glaciers prendre une extension inaccoutumée. C'est ce fatal état de choses dont les îles Britanniques et le nord de l'Écosse notamment paraissent dès à présent menacés.

C'est depuis l'année 1250, avons-nous dit plus haut, que le phénomène astronomique qui a marqué le commencement du grand hiver boréal s'est produit. Le passage de l'automne à l'hiver n'a guère laissé de traces bien marquées que dans les régions polaires, où la progression des glaces vers le Sud est manifeste. Grâce au double courant marin et aérien du Gulf-Stream, le long automne précédent semble s'être prolongé, et dans les régions moyennes de l'Europe l'influence de ce changement de saisons s'est peu fait sentir. On se souvient cependant que la vigne prospérait, il y a mille ans, dans le nord de la France, tandis que, de nos jours, le raisin n'y arrive pas toujours à maturité.

Durée du grand hiver boréal. — Combien durera l'hiver boréal, c'est-à-dire au bout de combien de temps l'équinoxe du printemps coïncidera-t-il avec le péri-

hélie? C'est ce que nous allons essayer d'établir, en nous reportant à la figure précédente.

Nous avons analysé plus haut le mouvement rétrograde, connu sous le nom de *précession des équinoxes*, et nous avons dit que l'angle décrit par la ligne des équinoxes était de 50″,2 par an. Si la ligne des apsides AB, qui n'est autre que le grand axe de l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil, avait dans l'espace une direction constante, le point γ arriverait à la position occupée par le périhélie en 1250, après avoir fourni un quart de sa révolution, ce qui correspond, en durée, au quart de 25 765 ans, soit environ 6441 ans (¹).

Mouvement direct de l'axe de l'orbite de la Terre. — Mais il n'en est pas ainsi : la ligne AB est elle-même entraînée par l'action combinée des planètes dans un mouvement angulaire direct de 11″,7 par an (²).

Grande année météorologique. Sa durée. — Les deux lignes γγ′ et AB, animées de mouvements angulaires contraires de 50″,2 et 11″,7 autour d'un même centre, se rapprochent l'une de l'autre chacune avec la vitesse angulaire qui lui est propre, c'est-à-dire avec une vitesse totale de 61″,9 par an, ce qui correspond à une durée de 20937 ans pour la révolution complète. C'est la durée de ce qu'on peut appeler la *grande année météorologique*, dont le quart, 5234 ans environ, sera la durée du grand hiver boréal actuel.

Sur cette durée, 636 ans déjà sont écoulés; 4598 ans restent donc à courir avant l'époque où la Terre sera à égale distance du Soleil, soit qu'elle se trouve au solstice d'hiver, soit qu'elle se trouve en solstice d'été. A cette époque, la répartition de la chaleur annuelle versée par le Soleil sera égale pour l'un et l'autre pôle; le grand hiver boréal prendra fin, et le printemps de la grande année météorologique commencera. Puis viendra l'été boréal; mais, dans sa lente évolution autour du pôle de l'écliptique, l'axe des pôles de la Terre, aujourd'hui incliné de gauche à droite, comme dans la figure, se sera rapproché de la brillante étoile Véga; son inclinaison sera alors de droite à gauche, et l'hiver austral commencera au moment où l'été boréal se déclarera.

Il est facile maintenant de suivre la succession des saisons de la grande année météorologique, et de voir comment les glaces s'accumulent successivement autour de l'un et de l'autre pôle; nous n'insisterons pas davantage sur ce point.

Intensité probable du grand hiver boréal. — Mais il n'est pas sans intérêt de se demander si le grand hiver boréal, dans lequel nous venons d'entrer depuis

(¹) FLAMMARION. *Astronomie populaire.*
(²) DELAUNAY. *Cours d'Astronomie.*

636 ans seulement, ne nous réserve pas, au moment de sa plus grande intensité, un refroidissement tel que ceux qui vivront après nous voient se reproduire les phénomènes de l'époque oubliée où les glaciers couvraient les Alpes et les Pyrénées et s'étendaient au loin dans les plaines environnantes.

La solution de cette question se rattache à la loi qui régit un des mouvements de la Terre, qui consiste dans la variation de l'excentricité de l'ellipse que notre planète décrit annuellement autour du Soleil.

Influence de l'excentricité de l'orbite de la Terre. — Sans revenir ici sur la différence de la répartition de la chaleur solaire entre les pôles de la Terre, selon la position du solstice par rapport au périhélie, on comprend aisément que plus l'excentricité s'accroîtra, plus la distance de la Terre au Soleil, à son passage au périhélie, sera petite. Dès lors, si l'on suppose que le solstice et le périhélie coïncident, la différence des quantités de chaleur reçues par les deux pôles tendra vers son maximum, et ce maximum sera atteint au moment où l'excentricité sera le plus grande.

Or, l'excentricité varie de 0,0033 à 0,0473. La période de cette variation est de 248000 ans. Il y a 100000 ans que l'excentricité était à son maximum de 0,0473 (1). C'est probablement vers ce temps reculé que la grande époque glaciaire, qui a disséminé si loin de leur origine les blocs erratiques que l'on rencontre jusqu'au centre de l'Europe, est arrivée à son plein développement. C'était la période des grands hivers.

Grande époque glaciaire. — Maintenant, l'excentricité n'est plus que de 0,0168 et, dans 24000 ans, elle sera réduite à son minimum de 0,0033. La grande époque glaciaire ne reviendra que dans 148000 ans. Mais dans l'intervalle immense qui nous en sépare, l'excentricité arrivera à son minimum et, dans 24000 ans, la différence des distances de la Terre au Soleil, au périhélie et à l'aphélie, sera tellement petite que la différence de la chaleur versée par le Soleil aux deux pôles de la Terre dans le cours d'une année ordinaire deviendra elle-même peu sensible. Ce sera une époque heureuse, si on la compare à la période glacée des grands hivers dans laquelle nous nous trouvons.

Grande année météorologique des quatre printemps. — Nous courons donc vers une période printanière où les quatre saisons de ce que nous avons appelé la *grande année météorologique* seront à peu près également partagées sous le rapport de la chaleur solaire.

Un dernier grand hiver, celui dans lequel nous vivons, devra s'écouler, puis

(1) FLAMMARION, *Astronomie populaire*.

le printemps, suivi de l'été et de l'automne, avant que la Terre arrive de nouveau à cette phase singulière de son existence.

Ce phénomène astronomique se produira dans 24000 ans, c'est-à-dire vers le milieu du grand hiver qui suivra le grand hiver actuel. Mais ce grand hiver sera doux ; ce sera dans la grande année météorologique un véritable printemps. Il en sera de même de l'automne, de l'été et du printemps qui l'auront précédé, et du printemps, de l'été et de l'automne qui le suivront. La période heureuse ne comprendra pas moins de sept grandes saisons météorologiques, c'est-à-dire près de 37000 ans.

C'est pendant cette période que le Soleil, distribuant à parts à très peu près égales sa chaleur annuelle entre les deux pôles, assignera à chacune de nos saisons ordinaires sa place, sans lui permettre d'empiéter, comme aujourd'hui, sur le domaine de ses voisines.

C'est aux équinoxes de nos années ordinaires que cette égale répartition de la chaleur solaire se distribue entre les deux pôles de la Terre. De même qu'à l'issue de nos hivers actuels se trouve l'équinoxe du printemps, à l'issue du grand hiver boréal qui nous enveloppe, prendra naissance la longue période printanière que nous venons de définir, et qu'on pourra appeler, en raison de l'égale répartition de la chaleur solaire aux deux pôles de la Terre, la *grande année météorologique des quatre printemps*.

Durant cette période, les glaces polaires se réduiront, en été, à un cercle de petit diamètre, si elles ne disparaissent pas tout à fait. Le Gulf-Stream, cessant d'être refoulé au Sud par les glaces descendues de la mer de Baffin, pénetrera probablement jusqu'au pôle boréal, les glaces marines disparaitront à son approche. Il baignera de nouveau, au passage, les côtes maintenant glacées du Groenland. Au contact du courant de vapeurs tièdes qui accompagne le Gulf-Stream, les neiges qui blanchissent aujourd'hui l'ancienne Terre verte disparaitront, et le Groenland pourra reprendre ce nom de Terre verte que de hardis marins lui donnèrent il y a mille ans. Une nouvelle et longue période heureuse pour l'Europe sera revenue.

Il y a environ 206000 ans que la précédente grande période heureuse a pris fin. Ne serait-ce pas là ce printemps dont le souvenir s'est perpétué dans la légende des siècles sous le nom d'*âge d'or?*

Peut-être ne faut-il pas remonter jusqu'aux temps reculés où l'excentricité était réduite à son minimum, pour retrouver une situation dans laquelle le Soleil répandait également sa chaleur sur l'un et l'autre pôle. C'est l'époque à laquelle la ligne des équinoxes coïncidait avec la ligne des apsides, et l'équinoxe de printemps avec l'aphélie.

Époque heureuse. — Le quart d'une grande année météorologique, soit 5234 ans,

augmentés des 636 passés depuis le commencement du grand hiver boréal, en tout 5870 ans se sont donc écoulés depuis que cette coïncidence a eu lieu. Quand elle arrivait aux deux solstices, la Terre se trouvait alors à des distances égales du Soleil et chaque pôle recevait tour à tour des parts égales de la chaleur solaire. C'est probablement de cette époque heureuse, moins éloignée de nous, que la légende des siècles a transmis le souvenir jusqu'à nos jours. Une semblable époque ne reviendra que lorsque l'équinoxe de printemps coïncidera avec le périhélie, c'est-à-dire dans 4598 ans. C'est vers cette époque qu'aux saisons troublées de notre temps succéderont des saisons dans lesquelles la chaleur solaire sera plus régulièrement et, par conséquent, plus heureusement répartie.

Le grand hiver actuel sera le dernier de la période météorologique due à la variation de l'excentricité de l'orbite terrestre, et ce sera, des cinq qui l'ont précédé depuis 100000 ans, le moins froid. Puis, l'excentricité arrivera à son minimum ; elle reprendra ensuite sa marche ascendante, et les grands hivers recommenceront de plus en plus froids, se succédant de 21000 ans en 21000 ans pendant 124000 ans.

Grand hiver tiède. — De ces prévisions basées sur les données de l'Astronomie, il semble résulter que le grand hiver actuel ne produira pas un développement considérable dans les glaciers des Alpes et des Pyrénées, et qu'il ne donnera pas lieu à ce que l'on appelle une *époque glaciaire*.

Durée probable des grands froids dans l'hémisphère boréal. — Les mêmes causes devant produire les mêmes effets, il est permis de supposer que la distribution de la température pendant la durée du grand hiver boréal dans lequel nous sommes entrés il y a 636 ans sera analogue à la distribution de la température pendant la durée de nos hivers annuels.

Nos hivers commencent le 22 décembre ; ils durent 90 jours, mais les plus basses températures n'arrivent que vers le 1er janvier et finissent vers la fin du même mois. Si l'assimilation du grand hiver boréal à nos hivers annuels est admise, et qu'on veuille se demander à quel jour de nos hivers correspondent les 636 ans déjà écoulés du grand hiver dont la durée totale trouvée plus haut est de 5234 ans, la réponse à cette demande sera donnée par la proportion

$$\frac{x}{90} = \frac{636}{5234},$$

qui donne $x = 10$ jours $\frac{9}{10}$.

Notre situation dans la durée du grand hiver boréal correspondrait donc au onzième jour de nos hivers annuels, c'est-à-dire au 2 janvier. C'est le commencement de la période froide de nos hivers.

Nos hivers ne commencent à s'adoucir que vers la fin de janvier. Si, ce qui est probable, l'assimilation que nous supposons entre le grand hiver boréal et nos hivers annuels est réelle, les effets du grand hiver boréal actuel se prolongeront pendant 1686 ans, correspondant aux vingt-neuf jours qui séparent le 2 du 31 janvier. C'est donc pendant dix-sept siècles environ que l'on doit s'attendre à des abaissements notables de température dans l'hémisphère boréal. Ces abaissements, surtout sensibles au delà de 50° de latitude, pourront faciliter la propagation des glaces polaires vers le Sud et déterminer les migrations des peuples qui habitent le nord de l'Europe, de l'Asie et de l'Amérique.

Mais l'homme tient au sol qui l'a vu naître : les Lapons et les Sibériens sont, de nos jours, les preuves vivantes de cet attachement à un sol, même ingrat. Il est donc probable que les migrations provoquées par le grand hiver boréal actuel laisseront çà et là quelques épaves.

On peut prévoir que ces migrations inévitables ne seront cependant que partielles pour les Européens, et peu considérables, si on les compare à celles qui correspondront, dans l'avenir, à la grande époque glaciaire concordant avec le maximum d'excentricité de l'orbite terrestre.

Tout, dans nos prévisions, nous porte donc à penser que le grand hiver boréal actuel, dont les rigueurs sont à redouter pour les peuples du Nord pendant environ 1700 ans, sera, au contraire, assez tiède pour les régions méridionales, et principalement pour l'ouest de la France et pour l'Espagne. Cette partie de l'Europe occidentale, particulièrement favorisée par le double courant marin et aérien du Gulf-Stream, pourra, pendant assez longtemps encore, conserver ses cultures actuelles. Mais il n'en sera pas de même pour l'Europe centrale : le voisinage des glaces et les vents froids du Nord ne permettront plus aux fruits de la terre de mûrir et pourront y rendre la vie très difficile. Que deviendront alors les glaciers des Alpes et des Pyrénées? Il est probable que la diminution accusée depuis trente ans va continuer, mais elle aura un terme, relativement peu éloigné; car, à mesure que la trajectoire des hivers tièdes s'inclinera vers le Sud, elle laissera sur son bord gauche des régions exposées aux froids du Nord. Il pourra donc se faire que, pendant les 1700 ans que les rigueurs du grand hiver boréal sont encore à craindre, les glaciers des Alpes et des Pyrénées ne soient exposés à de notables accroissements.

Destruction du barrage d'Orédon. — Les glaciers des Pyrénées, plus directement exposés aux chaudes effluves du Gulf-Stream, descendront moins que ceux des Alpes; mais, si peu qu'ils avancent, le barrage d'Orédon, que nous paraissions avoir oublié, et auquel nous revenons après une lointaine excursion à travers l'espace et le temps, sera sérieusement menacé, car il est sur la route des glaciers réunis du Néouvieille, d'Estaragne et du pic Long. En supposant qu'il

échappe, ce qui est peu probable, aux causes multiples de destruction qui, sans cesse, menacent les œuvres humaines, il n'échappera pas aux glaciers qui, venant un jour le heurter de front, n'en laisseront pas vestiges. Sa destruction complète est donc certaine. La perte sera petite; car, bien longtemps auparavant, l'alimentation de la Neste, assurée par l'extension croissante des glaciers, aura rendu le réservoir inutile.

Durée des études météorologiques. — Nous n'avons parlé ni des variations inconnues que peut subir la chaleur émanée du Soleil, ni d'une dernière éventualité qui peut prolonger presque sans mesure la série des études météorologiques : c'est la grande inconnue astronomique qui dirige la marche du Soleil à travers les milieux froids ou chauds de l'espace infini. Il n'est donc pas près de naître, le savant qui pourra dire d'avance à ses contemporains : tel jour, à telle heure, un nuage de telle forme passera sur le disque du Soleil.

La prévision exacte du temps! tel est pourtant le but des études météorologiques. Qu'importe la longueur du chemin? Voyageur d'un instant, nous plantons notre jalon sur la route : il pourra servir à ceux qui viendront après nous. Et, d'ailleurs, qui peut dire qu'en poursuivant ces études, pareils aux alchimistes du passé qui, cherchant la transmutation des métaux, fondèrent la Chimie, les savants de l'avenir ne feront pas, à côté de leurs recherches météorologiques, quelque découverte utile aux hommes? Il faut donc persévérer.

ÉTUDE SUR LE CLIMAT DE FÉCAMP,

D'APRÈS LES OBSERVATIONS DE MM. E. ET C. MARCHAND;

PAR M. ALFRED ANGOT.

I. Description de la station et des instruments.

La ville de Fécamp (Seine-Inférieure) est située, par 1° 57′ de longitude Ouest de Paris et 49° 45′ de latitude Nord, au bord de la Manche, à l'extrémité d'une vallée longue et étroite dirigée de l'Est-Sud-Est à l'Ouest-Nord-Ouest et ayant environ 900^{m} d'ouverture à son embouchure. Les collines qui l'encadrent se terminent brusquement vers la mer par de hautes falaises de craie qui ont une élévation moyenne de plus de 100^{m}; celles du Nord sont toutefois sensiblement plus élevées que celles du Sud. L'orientation générale de la côte est du Sud-Ouest au Nord-Est, sauf une petite saillie de 500^{m} que fait au nord de la ville le cap Fagnet.

Les observations météorologiques ont été commencées à Fécamp par M. Eugène Marchand, pharmacien, le 1er janvier 1853, et poursuivies par lui jusqu'à la fin de 1875; de 1876 à 1882 inclusivement, elles ont été continuées par son fils, Charles Marchand; elles ont été interrompues ensuite par la mort prématurée de M. C. Marchand. Ces observations présentent donc une série continue de trente années; cette longue durée et le soin exceptionnel avec lequel elles ont été faites nous ont engagé à en publier une discussion complète.

Le résumé des dix premières années (1853-1862) a été imprimé en 1863 et celui des dix années suivantes (1863-1872) en 1874 par la *Société nationale havraise d'Études diverses*. Enfin, M. E. Marchand a publié lui-même en 1886, à un petit nombre d'exemplaires, les résumés des dix dernières années (1873-1883) où les observations ont été faites successivement par lui et par son fils. C'est à ces différentes publications que nous avons emprunté les documents nécessaires à cette étude, qui comprend la discussion de la température, de la pression, de la

pluie et du vent. Les observations hygrométriques n'ont pas été faites; quant à la nébulosité, elle a été observée d'après une échelle particulière à M. Marchand et qui ne se prête pas à une comparaison facile avec les observations ordinaires de ce phénomène.

Les observations ont été faites au centre de la ville, dans le jardin d'une maison située au n° 16 de la rue du Vieux-Marché, entre les rues A-la-Grise et Frémilly, et dont le sol est à $18^m,7$ au-dessus du niveau moyen de la mer. Nous ajoutons ici quelques détails sur les différents instruments.

Thermomètres. — Le thermomètre qui a toujours servi aux observations directes et le thermomètre à maxima (à bulle d'air) sont de Fastré, à mercure et à échelle arbitraire; le thermomètre à minima à alcool, système Rutherford, est de Baudin. Ces instruments ont été soigneusement vérifiés et la position du zéro a été déterminée plusieurs fois chaque année. Ils sont fixés à $18^m,73$ au-dessus du niveau de la mer et à $1^m,25$ au-dessus du sol, à $0^m,18$ d'écartement du mur extérieur d'une remise ouverte orientée du Nord-Ouest au Sud-Est et formant avec un autre mur, haut de $3^m,60$ et dont la direction se prolonge vers le Nord-Est, un angle de 90° à $0^m,75$ des thermomètres. Les thermomètres sont donc exposés au Nord et ils ne peuvent jamais être atteints directement par les rayons du soleil. Il est possible que le voisinage des murailles exerce une certaine influence; mais elle ne saurait être grande, surtout sur les moyennes, étant donné que l'on est dans un pays où le vent est fort et l'insolation relativement faible.

Baromètre. — Jusqu'au 1er décembre 1863, les observations ont été faites avec un instrument médiocre; depuis cette époque, on a employé un baromètre Fortin (Tonnelot, n° 118), choisi et vérifié par M. Renou. Il est placé dans un appartement au rez-de-chaussée, et son zéro est à $18^m,7$ au-dessus du niveau de la mer.

Pluviomètre. — L'entonnoir du pluviomètre a $0^m,238$ de diamètre; il est à 1^m au-dessus du sol et à $19^m,7$ au-dessus du niveau de la mer. L'instrument est placé au milieu du jardin, à 10^m environ de l'habitation la plus rapprochée, qui est peu élevée.

Vent. — La direction du vent est observée à la girouette de l'église de la Sainte-Trinité.

II. — Température.

Pour la température, M. Marchand a publié deux séries d'observations : celles des maxima et des minima diurnes, qui s'étendent de 1857 à 1882 ; et, en outre, de 1853 à 1872, quatre observations faites le matin, à midi, à 6h et à 10h du soir; l'observation du matin a été faite à 8h du matin en décembre, janvier et février, à 7h en mars, octobre et novembre, et à 6h dans les six autres mois, d'avril à septembre. Nous donnerons d'abord le résumé de ces dernières observations.

Température moyenne (période 1853-1872; vingt ans).

	6h m.	7h m.	8h m.	Midi.	6h s.	10h s.	Moyenne brute.	Réduction à la moyenne vraie.
	°	°	°	°	°	°	°	°
Janvier	»	»	2,81	4,97	4,02	3,49	3,82	—0,08
Février	»	»	3,36	6,14	5,11	4,27	4,72	—0,12
Mars	»	4,28	»	7,78	6,57	5,43	6,02	—0,14
Avril	6,86	»	»	11,48	10,18	8,35	9,22	—0,17
Mai	9,66	»	»	13,94	12,82	10,51	11,74	—0,32
Juin	12,73	»	»	16,89	15,98	13,33	14,74	—0,34
Juillet	14,52	»	»	18,78	17,83	15,13	16,57	—0,32
Août	14,29	»	»	18,92	17,61	15,23	16,51	—0,17
Septembre	12,28	»	»	17,30	15,53	13,63	14,68	—0,09
Octobre	»	9,43	»	13,64	11,87	10,61	11,39	—0,09
Novembre	»	5,38	»	8,07	6,75	6,04	6,56	—0,09
Décembre	»	»	3,97	5,84	4,97	4,39	4,79	—0,09

En comparant ces températures à celles qui sont observées aux mêmes heures dans les quatre stations de Paris (Parc Saint-Maur), Oxford, Bruxelles et Utrecht, pour lesquelles on connaît les moyennes horaires, il est facile de déterminer la correction qu'il faut faire subir à la moyenne brute des quatre observations pour en déduire la moyenne vraie des vingt-quatre heures. Cette correction, toujours soustractive, est indiquée dans le Tableau précédent, à la colonne intitulée *Réduction à la moyenne vraie*. D'autre part, pendant les seize années 1857-1872, les quatre observations précédentes ont été faites en même temps que celles des maxima et des minima. On peut donc calculer au moyen des quatre observations la moyenne vraie des vingt-quatre heures et, en la comparant à celle que donnent les maxima et les minima, déterminer la correction que doit subir cette dernière moyenne pour donner la moyenne vraie; on obtient ainsi les nombres suivants :

Correction de la moyenne des maxima et des minima.

	°		°		°
Janvier	—0,1	Mai	—0,3	Septembre	—0,2
Février	—0,1	Juin	—0,3	Octobre	—0,2
Mars	—0,2	Juillet	—0,3	Novembre	—0,1
Avril	—0,2	Août	—0,3	Décembre	—0,1

Pour tous les mois où les deux systèmes d'observations ont été poursuivis simultanément, les moyennes vraies calculées des deux façons sont généralement identiques, ou ne diffèrent au plus que de 0°,2 à 0°,3; on en a donc pris la moyenne et l'on a formé ainsi le Tableau suivant, qui donne, pour chaque mois, la température moyenne vraie pendant les trente années d'observation.

TEMPÉRATURE. *Moyennes vraies*

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853	6,4	1,0	3,9	8,3	11,1	14,2	16,4	15,8	14,0	11,4	5,1	0,3	9,03
1854	4,0	4,1	6,4	9,0	10,6	13,1	15,9	15,9	15,1	11,0	6,0	6,8	9,87
1855	1,6	—0,1	4,3	7,0	9,9	13,8	15,9	16,4	13,9	12,0	5,0	2,8	8,57
1856	5,1	5,8	4,7	9,0	10,1	14,0	15,7	17,8	13,6	11,6	6,5	6,1	10,00
1857	3,7	3,3	5,8	8,3	12,4	16,1	17,0	17,4	15,6	12,4	8,7	6,1	10,39
1858	2,0	2,9	5,3	9,5	11,0	16,5	15,5	16,3	16,0	11,6	3,8	5,7	9,71
1859	4,9	6,2	8,1	9,5	11,6	15,4	18,6	17,4	14,9	12,4	6,1	2,8	10,61
1860	5,7	2,7	5,4	6,7	12,0	13,7	14,0	14,8	12,6	11,5	5,2	4,0	9,06
1861	0,0	5,7	7,4	8,1	10,7	15,5	16,3	16,8	14,3	13,0	6,8	4,5	9,94
1862	3,7	5,1	7,8	10,1	13,0	13,8	15,4	15,3	14,6	12,2	6,0	7,0	10,33
1863	5,8	5,0	6,5	9,1	11,0	13,9	15,1	16,7	12,5	11,5	7,4	7,0	10,13
1864	1,7	2,4	7,1	9,0	11,7	13,5	15,7	14,5	14,1	10,1	6,1	2,1	9,00
1865	3,7	3,5	3,3	11,1	13,2	14,3	16,8	15,9	16,6	11,7	8,3	4,3	10,23
1866	6,8	6,6	5,6	9,7	9,9	15,5	15,6	15,7	14,3	11,5	8,8	6,5	10,74
1867	2,0	7,8	4,9	9,8	12,7	14,3	15,5	16,5	15,0	10,6	6,4	4,5	9,95
1868	2,8	6,1	7,3	9,3	14,0	14,8	17,5	17,4	16,0	10,6	6,1	8,7	10,88
1869	4,6	8,0	4,0	10,5	11,7	13,1	16,6	15,6	15,9	10,8	8,0	3,8	10,23
1870	4,1	2,5	4,9	8,4	11,0	13,9	17,0	16,0	12,8	11,0	6,3	0,7	9,07
1871	0,1	6,4	7,7	9,9	11,1	13,3	16,0	17,9	14,9	9,7	3,9	3,0	9,48
1872	5,0	7,3	7,6	9,3	10,0	14,9	17,6	16,0	15,0	9,8	8,7	7,0	10,75
1873	5,7	2,6	7,1	8,0	10,3	14,0	16,3	16,4	13,9	10,7	7,4	4,7	9,77
1874	5,8	5,0	7,0	10,0	10,0	14,4	17,4	15,8	15,4	12,3	7,4	3,1	10,33
1875	6,7	2,0	5,3	7,8	12,0	14,8	15,5	17,3	16,5	10,6	7,0	3,4	9,95
1876	2,8	5,4	6,4	8,8	9,0	13,8	17,1	17,0	14,6	13,0	8,5	7,8	10,38
1877	7,6	7,5	5,6	7,8	10,5	16,6	16,5	17,1	12,8	10,7	8,7	5,8	10,60
1878	4,5	5,7	6,3	10,1	13,4	15,9	17,0	17,5	14,8	11,9	6,4	2,8	10,52
1879	1,4	4,9	6,1	7,6	9,5	15,0	15,0	16,6	14,5	10,6	5,1	1,1	8,77
1880	1,1	5,7	8,1	8,9	10,9	13,0	16,4	17,0	16,1	9,4	6,1	8,1	10,11
1881	—0,3	4,8	7,0	8,0	11,1	14,0	17,3	15,4	13,6	7,9	9,2	4,0	9,35
1882	3,8	4,9	7,7	9,9	12,3	13,6	16,0	16,3	13,6	11,4	8,1	5,0	10,11
1860-69 ..	3,72	5,29	5,93	9,34	12,01	14,24	15,87	15,92	14,61	11,35	6,93	5,14	10,03
1870-79 ..	4,37	4,93	6,40	8,81	10,78	14,66	16,56	16,78	14,52	11,05	6,96	3,74	9,96
1853-82 (30 ans)	3,78	4,70	6,15	8,98	11,50	14,43	16,30	16,42	14,60	11,18	6,80	4,56	9,93
Écart moy.	±1,78	±1,64	±1,14	±0,84	±1,00	±0,81	±0,75	±0,70	0,92	±0,86	±1,26	1,93	0,51
Err. prob.	±0,28	±0,25	±0,18	±0,13	±0,16	±0,13	±0,12	±0,11	±0,14	0,13	±0,20	±0,30	0,08

Avec les moyennes mensuelles on a calculé, en tenant compte de la longueur propre de chaque mois, la formule suivante, qui représente la marche annuelle de la température à Fécamp,

$$t = 9^\circ,96 + 6^\circ,46 \sin(m + 246^\circ 10') + 0^\circ,67 \sin(2m + 334^\circ 20');$$

dans cette formule, l'angle m est compté en degrés depuis le 1er janvier à minuit.

Cette formule donne pour les différents mois les températures moyennes suivantes :

	Température calculée.	Différence avec l'observation.		Température calculée.	Différence avec l'observation.
	°	°		°	°
Janvier.....	3,71	—0,07	Juillet.....	16,27	—0,03
Février.....	4,55	—0,15	Août.....	16,51	+0,09
Mars.....	6,38	—0,23	Septembre..	14,55	—0,05
Avril.....	8,82	—0,16	Octobre....	10,95	—0,23
Mai.....	11,58	+0,28	Novembre..	7,12	+0,32
Juin.....	14,31	—0,12	Décembre...	4,48	—0,08

L'examen des différences montre qu'il n'y a pas lieu d'introduire un terme de plus dans la formule. Ces différences sont de plus très voisines et généralement en dessous des erreurs probables des moyennes, calculées d'après les règles du Calcul des probabilités et que nous avons données en bas du Tableau précédent. La formule représente donc bien la marche annuelle de la température à Fécamp.

On déduit de la formule ci-dessus que le minimum de la température moyenne diurne se produit à Fécamp le 12 janvier et est de 3°,62; le maximum est de 16°,77, et se produit le 4 août.

L'écart moyen de la température de chaque mois à la moyenne générale du même mois est maximum en décembre (± 1°,93), et minimum en août (± 0°,70). Pour les moyennes annuelles, l'écart moyen est seulement de ± 0°,51.

D'après les règles du Calcul des probabilités, les erreurs probables varient en raison inverse de la racine carrée du nombre des observations. Il est donc facile de calculer, au moyen des erreurs probables données au bas du Tableau des températures moyennes, le nombre d'années d'observations qui serait nécessaire pour que l'erreur probable de la moyenne d'un mois déterminé fût inférieure à ± 0°,1, par exemple. On trouve ainsi 270 ans pour décembre et 36 ans pour août. Pour la moyenne annuelle, l'erreur probable est inférieure à ± 0°,1; on peut donc considérer le nombre 9°,9 comme représentant à moins de ± 0°,1 la température moyenne de Fécamp.

Pour compléter les renseignements sur la marche de la température à Fécamp, nous donnons ci-dessous les Tableaux des températures moyennes maxima et minima de chaque mois depuis 1857, et des extrêmes absolus depuis 1853.

Moyennes des températures minima.

	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1857.....	1,59	0,22	2,90	5,68	8,62	11,81	13,32	13,66	11,84	9,15	6,12	4,00	7,41
1858.....	—0,38	0,13	2,10	5,95	7,35	12,59	12,52	13,16	12,75	8,96	1,14	3,95	6,69
1859.....	2,67	3,48	5,60	5,72	8,87	11,84	13,87	13,40	11,63	9,49	3,51	0,45	7,54
1860.....	3,30	0,44	2,90	3,89	8,87	10,62	11,16	12,28	9,31	9,03	2,56	1,80	6,35
1861.....	2,06	3,51	5,06	4,93	7,36	12,21	13,13	13,49	11,12	9,45	4,23	2,35	7,97
1862.....	1,35	2,75	5,10	6,77	9,95	10,46	12,46	12,08	11,44	9,73	3,82	5,03	7,58
1863.....	3,79	1,99	3,52	5,99	7,84	10,28	10,78	12,80	9,05	9,36	4,94	5,01	7,11
1864.....	—0,47	—0,40	4,25	5,47	8,09	10,68	12,26	10,74	11,36	7,00	3,37	0,01	6,03
1865.....	1,63	1,73	0,94	6,51	9,25	10,28	13,05	12,49	12,30	8,49	5,98	2,22	7,07
1866.....	4,59	4,44	3,27	6,37	5,69	11,57	12,37	13,02	11,71	9,00	6,63	4,38	7,75
1867.....	—0,38	5,95	2,25	7,35	8,75	10,87	12,15	12,76	12,21	7,84	3,71	1,25	7,06
1868.....	0,46	3,80	4,89	6,15	9,58	10,27	13,93	14,21	12,34	7,34	4,13	6,67	7,81
1869.....	2,33	5,86	1,87	6,98	8,77	9,51	12,35	12,05	12,62	8,09	6,09	1,60	7,34
1870.....	2,14	0,05	3,22	4,38	7,06	9,88	14,05	13,56	8,14	7,84	4,06	—2,08	6,03
1871.....	2,25	4,26	4,65	7,16	7,53	10,51	12,71	13,77	11,76	6,43	1,49	0,66	6,56
1872.....	3,35	4,68	4,64	6,09	7,03	11,14	13,55	12,50	11,89	6,75	6,74	5,18	7,80
1873.....	3,91	0,68	3,98	5,65	7,01	10,44	11,97	12,48	11,04	7,24	5,28	2,36	6,84
1874.....	3,36	2,15	4,26	6,55	6,47	10,76	13,67	12,43	11,64	9,33	5,04	0,32	7,17
1875.....	4,01	0,08	2,71	3,34	7,94	10,59	12,48	14,04	12,70	7,90	4,73	1,13	6,86
1876.....	0,20	3,37	3,69	5,49	5,80	10,00	13,00	13,20	11,30	10,60	5,80	5,50	7,33
1877.....	4,80	5,40	2,90	5,40	6,70	11,60	13,00	13,30	8,90	6,60	6,00	3,60	7,35
1878.....	2,40	3,30	3,90	6,40	10,10	11,50	13,30	13,80	10,80	8,30	4,10	0,20	7,34
1879.....	—0,30	2,50	2,70	4,60	5,60	10,80	11,50	12,90	11,20	7,50	2,60	3,30	5,69
1880.....	—1,40	3,30	5,00	6,10	7,20	10,10	12,80	13,30	12,30	6,30	4,20	5,90	7,09
1881.....	—2,90	2,70	4,00	5,10	7,50	10,20	13,60	11,90	10,01	4,30	6,00	1,90	6,19
1882.....	1,60	2,20	4,40	6,10	8,40	9,50	12,00	12,50	10,20	8,00	5,70	2,70	6,94
1860-69..	1,45	3,01	3,41	6,04	8,41	10,68	12,36	12,59	11,35	8,53	4,55	3,03	7,12
1876-79..	2,16	2,65	3,67	5,51	7,12	10,72	12,92	13,20	10,94	7,85	4,58	1,36	6,89
26 années.	1,44	2,64	3,64	5,77	7,82	10,77	12,73	12,92	11,21	8,08	4,53	2,41	7,00

Moyennes des températures maxima (1857-1882).

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1857.....	5,69	6,46	9,14	11,11	17,23	21,09	21,29	21,59	19,91	16,03	11,53	8,87	14,16
1858.....	5,00	6,00	8,85	13,58	15,28	21,33	19,20	20,06	20,18	14,69	6,70	7,45	13,19
1859.....	7,18	8,92	11,02	13,91	14,99	19,72	23,72	21,83	18,68	16,03	9,58	5,30	14,82
1860.....	7,88	5,16	8,47	10,04	16,59	17,53	17,85	18,25	16,39	14,33	8,20	6,15	12,25
1861.....	2,78	8,03	9,99	11,81	14,36	19,66	20,34	20,79	17,97	17,03	9,46	6,76	13,25
1862.....	6,04	7,57	10,82	13,92	16,80	17,71	19,24	18,94	18,57	15,96	8,34	8,92	13,51
1863.....	7,79	8,55	9,84	12,84	14,81	17,97	19,81	20,95	16,60	14,51	9,91	8,95	13,54
1864.....	4,41	4,78	10,51	13,11	15,91	17,25	19,58	18,61	17,38	13,66	8,94	4,45	12,98
1865.....	5,86	5,42	5,84	16,42	18,13	18,72	21,23	19,71	21,56	15,36	10,82	6,52	13,86
1866.....	8,95	8,99	8,24	13,95	14,60	20,04	19,31	18,86	17,52	14,35	11,21	8,50	13,71
1867.....	4,53	9,96	7,95	12,60	17,42	18,51	19,63	20,92	18,67	13,76	9,09	5,65	13,22
1868.....	4,87	8,64	10,06	12,83	19,07	19,45	21,76	21,36	20,41	14,02	8,14	10,76	14,29
1869.....	6,80	10,49	6,37	14,38	15,36	16,95	21,67	19,55	19,70	13,96	10,41	6,11	13,48
1870.....	6,21	4,69	7,07	12,51	15,72	18,35	21,08	19,03	17,74	14,55	8,80	3,83	12,47
1871.....	2,21	8,63	11,17	13,27	15,41	16,74	20,05	22,27	18,47	13,44	6,36	5,55	12,80
1872.....	7,39	10,36	11,03	13,00	13,95	19,23	22,19	19,96	18,40	13,21	10,60	9,06	14,03
1873.....	7,56	4,77	10,57	11,16	14,26	18,29	21,30	20,92	17,22	14,58	9,77	7,10	13,13
1874.....	8,33	8,15	10,07	14,37	14,57	18,73	21,75	19,65	19,60	15,63	10,01	6,00	13,91
1875.....	9,45	4,46	8,26	12,78	17,06	19,67	19,17	21,20	20,70	13,70	9,78	5,73	13,50
1876.....	5,50	7,64	9,52	12,67	13,20	18,22	21,90	21,40	18,30	16,10	11,40	10,20	13,84
1877.....	10,50	9,80	8,60	12,60	14,90	22,30	20,60	21,40	17,20	15,10	11,80	8,20	14,42
1878.....	6,80	8,30	9,00	14,30	17,30	20,90	21,30	21,70	19,30	15,80	8,90	5,60	14,10
1879.....	3,30	7,50	9,90	11,00	13,90	19,80	19,10	20,90	18,20	14,10	7,80	1,30	12,23
1889.....	3,80	8,30	11,60	12,10	15,20	17,00	20,60	21,30	20,30	12,90	8,80	10,50	13,53
1881.....	2,40	7,10	10,40	11,70	15,30	18,40	21,60	19,50	17,60	11,90	12,60	6,30	12,90
1882.....	6,20	7,80	11,40	14,10	16,80	18,30	20,60	20,70	17,40	15,20	10,70	7,50	13,89
1860-69...	5,99	7,76	8,61	13,19	16,31	18,40	20,00	19,80	18,68	14,66	9,46	7,28	13,34
1870-79...	6,73	7,43	9,52	12,77	15,03	19,22	20,84	20,84	18,51	14,62	9,52	6,26	13,44
26 années.	6,06	7,56	9,37	12,92	15,69	18,92	20,61	20,44	18,69	14,60	9,59	6,97	13,45

TEMPÉRATURE. — *Minima absolus.*

Années.	Janv. Min.	Janv. Date	Févr. Min.	Févr. Date	Mars. Min.	Mars. Date	Avril. Min.	Avril. Date	Mai. Min.	Mai. Date	Juin. Min.	Juin. Date	Juill. Min.	Juill. Date	Août. Min.	Août. Date	Sept. Min.	Sept. Date	Oct. Min.	Oct. Date	Nov. Min.	Nov. Date	Déc. Min.	Déc. Date
	°		°		°		°		°		°		°		°		°		°		°		°	
1853.....	-3,0	26	-8,1	19	-3,9	18	5,0	9	4,5	8	9,9	3	13,3	17	10,6	30	6,9	14	3,5	3	-2,6	23	-10,4	26
1854.....	-0,6	19	-6,6	14	-1,6	1	-0,3	1	3,3	5	9,2	5	11,7	15	8,6	19	5,4	26	2,6	30	-0,6	21	-0,3	22
1855.....	-11,7	21	-8,3	18	-1,6	6	-1,5	6	2,6	9	6,5	2	9,6	22	8,7	30	3,3	26	8,0	27	-0,8	26	-9,3	21
1856.....	-6,3	14	-2,4	3	-1,3	30	2,4	29	2,4	4	8,3	17	8,4	3	10,4	7	5,6	4	-0,8	27	-0,6	6	-4,1	17
1857.....	-7,2	30	-8,3	2	-4,7	12	1,0	15	2,3	6	6,3	1	8,6	3	10,3	11	7,7	27	3,2	23	-1,1	16	-2,1	31
1858.....	-9,0	5	-4,2	26	-2,8	12	-0,6	13	1,6	5	7,4	30	7,7	7	7,5	1	7,8	26	1,1	21	-7,5	23	-0,8	11
1859.....	-5,2	10	-1,1	24	-1,2	10	-0,2	22	3,1	8	6,9	15-16	9,0	26	8,6	6	5,7	20	1,7	23	-4,6	14	-15,3	20
1860.....	-1,3	17	-5,2	24	-3,5	10	0,0	29	3,8	5	6,5	14	5,6	27	7,9	1	2,5	13	3,4	22	-2,1	28	-8,6	25
1861.....	-9,2	9	-3,1	12	2,0	23	-0,1	21	1,8	6	6,9	5	9,0	29	8,0	7	4,8	19	0,0	27	-4,3	20	-6,2	30
1862.....	-8,4	19	-6,9	9	-3,2	5	-1,8	16	5,8	18	6,7	5	7,5	22	6,0	24	6,1	12	3,9	25	-3,1	24	-1,0	16
1863.....	-1,3	28	-4,0	18	-0,6	14	-1,0	2	2,4	27	6,0	2	5,3	19	9,8	12	4,7	18	2,4	25	-2,0	10	-0,8	19
1864.....	-10,2	6	-8,7	7	-0,9	25	-2,1	9	2,4	25	6,0	9	7,0	8	4,9	12	5,3	28	0,5	8	-5,0	8	-6,8	27
1865.....	-5,3	2	-4,8	16	-5,1	21	0,3	2	3,0	13	5,2	13	8,0	3	8,1	9	8,2	30	2,2	29	0,1	5	-3,6	25
1866.....	-1,8	13	-1,2	9	-1,8	3	1,1	4	1,4	16	7,5	17	7,4	26	8,3	19	4,8	25	1,9	16	-1,4	30	-1,9	1
1867.....	-11,2	22	0,0	3	-3,0	8	0,0	1	2,6	25	6,4	30	7,0	9	8,7	28	4,0	27	2,8	2	-2,8	25	-7,8	10
1868.....	-9,7	7	-3,4	18	-0,4	31	1,0	1	3,3	2	4,9	4	8,0	8	9,2	26	9,9	21	2,1	10	-1,8	20	1,1	21
1869.....	-5,6	25	-1,0	20	-3,4	8	2,2	2	1,9	2	3,7	12	7,8	14	6,8	22	6,4	28	-0,8	30	-1,7	12	-9,9	27
1870.....	-4,8	29	-7,2	12	-3,3	14	-0,3	2	0,4	5	4,7	9	9,0	3	6,1	21	3,9	16	3,7	11	-1,7	19	-11,7	30
1871.....	-12,3	5	-3,0	1	-1,0	21	0,5	5	1,4	16	5,4	1	8,9	1	7,4	1	6,8	20	1,1	15	-3,0	21	-10,4	9
1872.....	-1,0	1	-1,2	28	-3,0	24	0,2	20	0,2	5	5,0	5	8,2	10	7,3	1	4,6	23	1,4	7	2,0	15	0,1	13
1873.....	-4,9	29	-3,0	19	-1,4	14	0,2	25	1,8	21	5,8	8	7,8	7	9,7	2	5,7	26	-1,4	30	-0,9	20	-4,8	9
1874.....	-2,1	8	-5,8	11	-1,8	8	1,1	30	1,0	17	4,8	13	6,5	6	7,6	26	5,7	16	5,5	9	-3,2	23	-11,9	30
1875.....	-4,3	2	-4,4	23	-2,7	22	-0,7	15	3,7	12	6,5	18	7,5	27	7,5	2	7,9	6	2,8	26	-3,3	26	-8,5	8
1876.....	-7,2	8	-4,8	13	-3,8	24	-0,7	15	1,0	5	5,2	1	7,0	12	6,5	2	7,0	20	2,9	27	-1,9	11	-1,1	25
1877.....	-2,7	23	-0,8	28	-4,5	11	0,4	17	-0,5	3	6,2	25	8,6	9	6,5	25	2,5	27	0,0	20	0,8	4	-2,5	11
1878.....	-5,0	12	-3,2	9	-0,9	16	0,0	5	3,2	5	6,7	1	8,7	4	10,4	22	4,8	25	3,3	30	0,0	24	-8,3	14
1879.....	-5,2	22	-2,8	24	-0,9	25	0,6	13	0,2	11	7,3	21	8,7	16	8,4	5	4,3	28	2,3	26	-4,6	28	-9,3	9
1880.....	-7,8	28	-3,2	1	-1,2	30	1,5	8	2,1	8	4,2	13	9,7	5	7,5	10	7,2	30	-0,9	24	-4,6	21	0,2	1
1881.....	-15,6	22	-1,9	7	-2,4	2	0,1	4	4,0	13	4,8	9	10,4	7	9,2	7	3,7	30	-2,5	30	-2,0	1	-3,6	25
1882.....	-4,3	17	-4,5	10	-1,4	19	-0,3	11	6,8	17	7,9	17	10,1	22	9,3	25	2,1	15	1,8	26	-0,7	12	-3,0	12
Moy....	-6,14		-4,10		-2,18		0,27		2,45		6,29		8,73		8,09		5,51		1,92		2,17		-5,45	
Minimum absolu.	-15,6		-8,7		-5,1		-2,1		-0,5		3,7		5,3		4,9		2,1		-2,5		-7,5		-15,3	
Année...	1881		1864		1865		1864		1877		1869		1863		1864		1882		1881		1858		1859	

TEMPÉRATURE. — *Maxima absolus.*

Années.	Janv. Max.	Janv. Date.	Févr. Max.	Févr. Date.	Mars. Max.	Mars. Date.	Avril. Max.	Avril. Date.	Mai. Max.	Mai. Date.	Juin. Max.	Juin. Date.	Juill. Max.	Juill. Date.	Août. Max.	Août. Date.	Sept. Max.	Sept. Date.	Oct. Max.	Oct. Date.	Nov. Max.	Nov. Date.	Déc. Max.	Déc. Date.
	°		°		°		°		°		°		°		°		°		°		°		°	
1853.....	11,8	20	6,9	23	12,1	31	14,1	6	20,9	24	24,8	28	25,3	7	25,8	20	21,4	1	19,1	27	14,8	3	9,0	
1854.....	9,4	17	11,5	7	15,0	13	21,3	18	19,8	22	25,9	25	24,1	23	25,9	21	27,4	12	19,5	9	14,1	2	10,9	1
1855.....	10,8	6	9,3	28	11,8	20	15,0	13	26,3	26	27,9	6	22,9	31	25,0	23	21,8	23	18,8	4	11,8	9	11,2	[illegible]
1856.....	11,0	18	13,6	8	11,8	31	21,2	25	21,4	21	24,9	27	26,8	23	29,0	10	20,4	9	19,8	4	11,8	24	15,4	
1857.....	10,4	3	12,5	17	16,4	18	19,9	18	26,6	20	32,0	28	27,8	19	32,0	3	23,2	16-17	20,2	4	18,0	3	13,0	[illegible]
1858.....	9,8	19	12,1	4	16,8	23	23,8	16	29,1	31	32,4	15	26,8	20	27,4	17	24,9	12	17,9	4	12,4	6	11,4	[illegible]
1859.....	11,1	18	12,1	17	15,7	14	24,8	7	23,1	31	28,6	26	31,8	18	29,6	25	25,9	24	25,6	5	16,5	6	13,3	[illegible]
1860.....	13,8	3	10,5	28	12,4	31	13,8	4	22,9	18	22,7	23	21,8	15	22,2	15	20,3	17	19,0	28	12,0	3	12,6	
1861.....	13,0	27	13,5	21	15,7	27	25,3	17	21,4	11	29,8	15	24,9	25	29,3	12	24,4	1	23,7	7	15,8	13	12,6	
1862.....	10,9	24	13,4	18	18,1	8	24,5	25	26,2	6	23,7	6	24,5	5	24,0	4	22,7	24	23,1	15	14,1	2	14,3	
1863.....	12,0	23	10,8	28	15,8	2	19,6	10	19,2	15	23,7	2	26,4	6	26,0	4	26,3	3	17,6	4	13,5	4	11,4	
1864.....	15,1	21	13,0	13	16,8	19	21,9	20	24,0	17	21,3	14	25,3	28	24,3	30	20,4	8-9	20,3	19	12,8	17	9,6	
1865.....	12,0	26	9,5	2	8,8	4	22,9	27	26,2	29	24,6	21	32,7	6	25,6	11	27,9	8	23,5	3	13,4	22	11,1	
1866.....	12,5	22	13,4	2	14,3	26	24,5	27	20,5	19	26,8	9	29,7	12	24,1	23	20,8	30	19,2	8	15,7	13	13,5	
1867.....	12,6	21	14,0	10	15,2	25	18,7	20	27,8	6	26,6	2	24,0	12	29,7	13	25,6	3	19,6	15	16,0	15	13,3	
1868.....	12,1	17	14,5	28	15,6	7	19,6	7	29,3	19	25,2	19	29,1	22	29,1	3	28,7	7	19,1	12	13,9	1	15,3	[illegible]
1869.....	14,5	31	15,4	5	10,7	19	24,0	11	21,1	27	28,5	7	33,7	22	28,8	26	25,6	8	23,3	9	13,5	4	13,4	18
1870.....	11,2	7	16,4	28	17,1	2	23,5	20	26,9	30	31,5	16	27,9	24	21,5	4	23,0	5	18,7	7	13,3	22	15,0	14
1871.....	7,2	8	13,5	19	18,2	24	18,3	14	27,6	25	24,0	13-14	28,7	17	28,1	13	28,6	2	18,7	18	12,7	1	9,7	23
1872.....	10,9	5	13,9	24	17,0	28	22,3	12	17,5	16	29,3	24	30,8	22-25	26,1	18	27,4	3	20,2	2	15,8	6	13,8	22
1873.....	12,5	10	11,9	25	21,5	30	20,7	16	22,5	26	22,1	19	32,2	22	30,9	8	22,3	1	22,6	3	13,1	23	11,3	17
1874.....	13,3	20	12,1	15	21,0	27	25,6	27	23,3	21	22,8	2	33,1	2	24,6	31	27,6	1	20,2	15	15,8	4	12,1	6
1875.....	12,3	3	11,6	14	16,7	8	23,2	21	22,2	15	25,3	2	23,4	1	29,2	16	27,4	8	18,5	5	15,6	1	13,7	22
1876.....	11,0	3	15,8	18	15,2	28	21,0	8	16,7	22	29,7	21	31,4	17	33,4	17	22,1	5	22,8	7	17,8	14	16,1	3
1877.....	16,9	3	13,2	7	13,3	29	16,2	3	21,0	27	30,2	4	27,2	31	28,7	20	22,2	11	20,6	14	14,8	7	12,4	30
1878.....	10,1	16	16,2	17	14,3	1	20,2	14	23,8	17	29,8	27	28,8	20	26,2	29	24,4	4	19,9	9	13,1	25	14,9	30
1879.....	11,8	3	11,4	10	16,8	31	16,7	7	20,4	22	26,3	27	28,6	29	26,9	12	23,7	7	18,4	6	13,6	18	9,2	31
1880.....	11,0	2	13,9	16	19,4	12	19,2	19	26,1	26	22,7	20	24,1	17	24,9	5	27,9	4	19,9	7	14,6	25	12,6	27
1881.....	10,4	29	12,5	3	16,1	7	20,1	13	24,1	23	24,3	21	30,7	5	24,9	5	21,9	20	17,2	23	18,8	4	10,7	17
1882.....	12,7	6	13,8	25	14,9	20	19,8	22	22,9	21	23,9	5	27,2	15	27,5	13	24,7	3	19,6	3	15,7	1	14,2	28
Moy....	11,80		12,74		15,48		20,72		23,36		26,38		27,72		27,02		24,36		20,22		14,49		12,56	
Maximum absolu.	16,9		16,4		21,5		25,6		29,3		32,0		33,7		33,4		28,7		25,6		18,8		16,1	
Année...	1877		1870		1873		1874		1868		1857		1869		1876		1868		1859		1881		1876	

La variation moyenne du thermomètre en un jour, déduite de l'observation des maxima et des minima pendant la période de vingt-six ans (1857-1882), est donnée par les nombres suivants :

Janvier	4°,62	Juillet	7°,88
Février	4,92	Août	7,52
Mars	5,73	Septembre	7,48
Avril	7,15	Octobre	6,52
Mai	7,87	Novembre	5,06
Juin	8,15	Décembre	4,56

Année ..... 6°,45.

La variation diurne est donc minimum en décembre et maximum en juin.

A Paris (Parc Saint-Maur), la variation diurne est minimum en décembre (5°,05) et maximum en juillet (12°,08); la moyenne annuelle est de 8°,98; ces nombres sont naturellement supérieurs à ceux de Fécamp. Il en est de même pour la variation annuelle de la température, puisque la différence entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid est de 12°,6 à Fécamp et de 15°,7 à Paris. On reconnaît là l'influence bien connue que la mer exerce sur les variations diurne et annuelle de la température.

Quant aux extrêmes absolus, ils ont été à Fécamp, pendant la période de trente ans (1853-1882), respectivement — 15°,6 (22 janvier 1881) et + 33°,7 (22 juillet 1869). Pendant le grand hiver 1879-1880, on n'a observé qu'un minimum de — 9°,3. Année moyenne, le minimum atteint — 6°,1 en janvier, et le maximum 27°,7 en juillet. L'amplitude moyenne des mouvements du thermomètre est donc chaque année de 33°,8, et l'amplitude extrême a été de 49°,3 en trente ans.

Un autre élément intéressant à connaître pour fixer le climat est le nombre de jours de gelée, c'est-à-dire le nombre de jours où le thermomètre à minima descend en dessous de 0°. Ce nombre est donné pour chaque mois dans le Tableau suivant.

Nombre de jours de gelée.

Années.	Janvier.	Février.	Mars.	Avril.	Mai.	Octobre.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	1	11	8	»	»	»	7	16	43
1854.....	3	3	4	2	»	»	1	1	14
1855.....	13	17	3	1	»	»	2	9	45
1856.....	4	3	4	»	»	1	1	4	17
1857.....	10	12	6	»	»	»	1	4	33
1858.....	16	14	6	1	»	»	12	1	50
1859.....	5	3	1	2	»	»	9	12	32
1860.....	4	10	5	»	»	»	7	11	37
1861.....	23	4	0	1	»	»	2	12	42
1862.....	9	7	3	1	»	»	5	1	26
1863.....	1	12	1	3	»	»	3	2	22
1864.....	15	12	1	1	»	»	6	13	48
1865.....	9	6	12	»	»	»	0	6	33
1866.....	2	2	3	»	»	»	2	1	10
1867.....	17	0	9	»	»	»	5	11	42
1868.....	14	4	1	»	»	»	4	0	23
1869.....	10	2	7	»	»	1	1	9	30
1870.....	9	12	1	2	»	»	3	21	48
1871.....	19	2	2	»	»	»	10	12	45
1872.....	2	1	7	»	»	»	0	0	10
1873.....	6	13	3	1	»	2	2	11	38
1874.....	5	5	4	»	»	»	4	12	30
1875.....	2	15	9	»	»	1	6	11	44
1876.....	13	10	6	1	»	»	1	2	33
1877.....	1	1	8	»	1	»	0	4	15
1878.....	8	6	3	1	»	»	2	13	33
1879.....	21	6	7	2	»	»	10	26	72
1880.....	21	2	2	»	»	1	4	2	32
1881.....	22	4	3	»	»	2	2	12	45
1882.....	11	10	0	»	»	»	2	8	31
1860-1869...	10,4	5,9	4,2	0,6	0,0	0,1	3,5	6,6	31,3
1870-1879...	8,6	7,1	5,0	0,7	0,1	0,3	3,8	11,2	36,8
1853-1882...	9,9	6,9	4,3	0,6	0,03	0,3	3,8	8,3	34,1

On voit qu'à Fécamp il gèle en moyenne 34 jours par an; les gelées se produisent surtout pendant les six mois de novembre à mars; elles sont rares en avril, plus rares encore en octobre; enfin il n'a gelé qu'une seule fois en mai, le 3 mai 1877.

III. — Pression barométrique.

Jusqu'au 1er décembre 1863, les observations barométriques ont été faites une fois par jour seulement, à midi, avec un baromètre un peu défectueux et qui n'avait pas été vérifié. Depuis le 1er décembre 1863, on a employé un baromètre Fortin (Tonnelot, n° 118) vérifié. Pour pouvoir utiliser les observations des onze premières années, nous avons comparé les moyennes annuelles des périodes 1853-1863 et 1864-1874 avec celles de Paris, de Greenwich et de Bruxelles. Nous avons obtenu ainsi les nombres suivants :

	Différences de Fécamp avec		
	Paris.	Greenwich.	Bruxelles.
	mm	mm	mm
1853-1863	+ 4,14	+ 0,84	+ 1,29
1864-1874	+ 3,74	+ 0,89	+ 1,01
Différence	+ 0,40	+ 0,05	+ 0,28

En prenant la moyenne de ces trois nombres, on voit que le premier baromètre employé à Fécamp donne, par rapport au second, des lectures trop fortes de $0^{mm},24$; on a donc diminué de cette quantité toutes les observations antérieures au 1er décembre 1863. On a obtenu ainsi le Tableau suivant, qui donne pour chaque mois la moyenne des pressions observées à midi, réduites seulement à 0°.

Pression barométrique. — Moyennes des observations faites à midi. Altitude, 18m,7.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853....	755,8	753,0	760,0	759,0	758,8	759,6	761,5	760,7	760,9	755,2	763,2	758,9	758,89
1854.....	57,4	67,0	69,6	63,6	57,8	59,1	57,4	62,8	65,4	58,4	55,8	60,6	61,25
1855.....	64,9	53,9	53,8	62,7	56,6	61,2	59,6	62,3	60,9	54,4	60,5	59,0	59,16
1856.....	52,5	61,8	63,4	56,2	57,2	63,0	62,0	58,9	57,5	64,1	63,3	57,5	59,79
1857.....	56,5	64,1	58,7	55,8	58,5	61,1	61,8	60,1	59,4	56,9	62,1	68,7	60,32
1858.....	69,6	60,4	59,2	58,9	60,1	62,5	60,0	60,6	61,8	62,7	57,7	59,8	61,08
1859.....	65,9	61,6	61,9	55,9	58,4	59,2	63,7	60,7	59,0	53,6	60,6	56,3	59,74
1860.....	54,4	61,2	58,6	59,6	59,4	56,7	61,6	56,1	59,2	62,9	56,9	52,3	58,26
1861.....	64,5	58,4	57,9	63,8	62,8	59,8	57,2	63,1	59,7	60,7	55,4	63,5	60,58
1862.....	58,9	62,1	53,2	61,5	59,1	59,2	61,0	61,6	61,1	59,1	58,9	62,3	59,84
1863.....	57,2	68,6	58,2	61,1	61,0	59,4	63,4	60,3	59,0	57,2	62,6	65,6	61,13
1864.....	66,9	59,6	53,1	62,8	60,8	61,4	62,1	63,5	60,9	56,8	56,5	61,7	60,51
1865.....	51,3	59,1	58,2	63,4	59,9	65,7	60,9	58,8	66,5	51,4	58,6	67,4	60,10
1866.....	60,1	55,6	53,5	58,4	60,1	60,3	60,1	57,4	56,3	63,0	61,4	61,9	59,01
1867.....	53,7	64,7	54,8	58,0	58,1	63,6	59,3	61,4	63,6	60,0	67,7	61,9	60,57
1868.....	60,0	66,5	62,5	60,3	61,1	64,9	61,8	59,1	56,7	60,7	60,9	52,0	60,54
1869.....	62,9	62,3	54,9	60,8	55,7	63,0	63,3	64,6	57,9	62,3	60,7	56,0	60,37
1870.....	61,1	56,8	61,2	64,9	62,7	64,3	60,4	59,8	62,6	55,6	56,0	57,8	60,27
1871.....	56,0	62,3	62,1	57,0	61,8	58,8	58,6	61,4	57,3	59,8	59,5	64,1	59,89
1872.....	53,0	57,0	55,9	58,5	58,7	59,5	59,1	60,8	58,2	53,6	53,8	51,1	56,60
1873.....	55,3	61,5	54,7	59,9	60,2	60,4	60,8	60,2	60,4	57,7	57,4	68,3	59,73
1874.....	63,9	61,6	66,9	58,0	59,8	63,1	61,5	61,2	59,6	58,9	59,8	55,1	60,78
1875.....	60,8	60,5	60,0	60,9	61,3	59,3	59,5	61,7	61,5	54,7	55,7	63,7	59,97
1876.....	67,0	57,0	51,1	57,1	62,4	60,0	63,1	60,1	56,9	58,3	54,4	48,4	57,98
1877.....	58,2	60,7	55,2	53,9	57,3	61,1	60,0	58,6	61,7	62,1	54,3	62,3	58,78
1878.....	65,7	68,3	62,8	55,7	55,9	59,1	61,1	59,9	61,0	55,8	53,7	53,6	59,38
1879.....	59,7	48,8	60,3	52,6	60,7	57,1	57,7	58,1	60,3	63,8	65,4	72,0	59,71
1880.....	69,6	56,8	61,7	57,0	61,4	58,5	59,0	59,1	60,6	56,2	60,3	59,7	59,99
1881.....	56,4	55,7	58,4	57,2	62,6	60,0	60,9	57,2	58,8	58,8	60,3	60,7	58,91
1882.....	69,9	67,3	61,4	55,3	60,3	58,5	57,9	60,3	55,6	54,1	55,2	52,8	59,05
1860-69..	58,99	61,81	56,49	60,97	59,80	61,40	61,07	60,59	60,09	59,41	59,96	60,46	60,09
1870-79..	60,07	59,45	59,02	57,85	60,08	60,27	60,18	60,18	59,95	58,03	57,00	59,64	59,31
1853-82..	60,30	60,47	58,77	58,99	59,68	60,65	60,54	60,35	60,01	58,29	58,95	59,83	59,73

Les observations de Paris et de Greenwich montrent que, pour ramener l'observation de midi à la moyenne vraie des vingt-quatre heures, il faut lui faire subir, dans les différents mois, les corrections suivantes :

	Paris.	Greenwich.	Moyenne.		Paris.	Greenwich.	Moyenne.
	mm	mm	mm		mm	mm	mm
Janvier.....	— 0,10	— 0,06	— 0,08	Juillet.....	— 0,09	— 0,10	— 0,09
Février.....	— 0,11	— 0,21	— 0,16	Août.....	— 0,07	— 0,09	— 0,08
Mars.....	— 0,22	— 0,18	— 0,20	Septembre..	— 0,14	— 0,14	— 0,14
Avril.....	— 0,06	— 0,15	— 0,10	Octobre....	— 0,01	— 0,02	— 0,02
Mai.....	— 0,04	— 0,03	— 0,04	Novembre..	— 0,06	— 0,05	— 0,05
Juin.....	— 0,08	— 0,09	— 0,09	Décembre..	— 0,05	— 0,07	— 0,06

Les deux corrections étant très voisines, on peut en prendre la moyenne pour Fécamp.

Pour réduire les observations au niveau de la mer, la correction d'altitude est donnée pour chaque mois par le Tableau suivant :

Correction d'altitude pour une hauteur de $18^m,7$.

Température de l'air.	Pression. 750.	760.	770.
	mm	mm	mm
0.....	+ 1,75	+ 1,77	+ 1,80
10.....	1,69	1,71	1,74
20.....	1,63	1,66	1,68

Enfin, à la latitude 49°45′, la correction de latitude pour une pression moyenne de 760^{mm} est $+0^{mm},33$.

En appliquant ces trois corrections, la pression moyenne des vingt-quatre heures à Fécamp, au niveau de la mer, exprimée par une colonne de mercure à 0° et réduite pour la pesanteur à la latitude 45°, est donc aux différents mois, pour les trente années considérées :

	mm		mm
Janvier.....	762,30	Juillet.....	762,46
Février.....	762,39	Août.....	762,27
Mars.....	760,63	Septembre.....	761,88
Avril.....	760,94	Octobre.....	760,30
Mai.....	761,67	Novembre.....	760,96
Juin.....	762,58	Décembre.....	761,84

Année..... $761^{mm},685$

La pression barométrique présente ainsi, dans le cours de l'année, deux maxima en juin et février et deux minima en mars et octobre, comme il convient à une station située à l'ouest de l'Europe et qui est soumise à la double influence du régime continental des régions situées à l'Est, avec maximum d'hiver et minimum d'été, et du régime marin de l'Océan, avec minimum d'hiver et maximum d'été.

IV. — Pluie, Neige, Orages.

L'observation de la pluie a été faite chaque jour à midi, sans lacunes pendant les trente années. Nous donnons dans les Tableaux suivants :

1° La hauteur totale d'eau recueillie chaque mois, exprimée en millimètres, et provenant à la fois de la pluie, de la neige, de la grêle, etc. ;

2° Le nombre de jours où l'on a recueilli de l'eau dans le pluviomètre ;

3° Le nombre de jours de neige ;

4° Le nombre de jours de grêle ;

5° Le nombre de jours d'orages.

Pluie. — Totaux mensuels en millimètres.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	110	54	55	86	75	80	65	80	46	93	30	29	803
1854.....	82	40	6	19	58	94	45	48	22	153	85	101	753
1855.....	32	30	16	10	70	66	92	18	86	146	80	46	692
1856.....	71	23	14	93	120	47	67	22	145	38	60	62	762
1857.....	131	15	27	52	42	46	53	87	125	121	17	22	738
1858.....	32	16	49	52	60	45	86	107	45	78	86	128	784
1859.....	57	34	61	74	54	86	17	66	156	100	157	144	1006
1860.....	107	67	83	99	110	113	37	138	119	129	52	108	1162
1861.....	13	49	72	14	55	67	75	32	90	23	151	28	669
1862.....	54	22	130	20	80	45	54	61	80	163	41	36	786
1863.....	50	22	48	30	28	53	17	72	164	67	90	61	702
1864.....	48	54	75	16	62	50	17	60	94	26	97	12	611
1865.....	150	72	53	9	81	13	63	85	11	159	98	13	807
1866.....	125	122	68	62	38	39	100	121	148	19	54	92	988
1867.....	159	52	102	76	102	30	133	49	39	91	33	70	936
1868.....	101	15	26	60	7	15	22	130	47	95	54	139	711
1869.....	41	42	94	50	124	30	2	31	66	92	103	143	818
1870.....	59	22	44	7	32	11	42	51	101	243	107	57	776
1871.....	43	45	35	93	9	78	119	34	117	94	18	36	721
1872.....	96	23	87	43	79	43	85	64	89	170	184	144	1107
1873.....	127	74	76	43	42	79	37	58	71	85	69	40	801
1874.....	59	32	21	47	20	57	50	50	108	98	79	161	782
1875.....	121	45	19	19	32	58	102	103	57	155	131	38	880
1876.....	35	84	107	54	30	58	14	119	205	68	93	114	981
1877.....	142	94	98	56	83	27	65	79	57	76	138	74	989
1878.....	74	37	48	93	88	55	40	144	89	148	180	121	1117
1879.....	53	100	23	76	56	70	76	86	65	52	21	46	724
1880.....	39	82	37	64	5	87	65	38	141	237	88	156	1039
1881.....	194	51	70	64	163	139	142	181	107	68	67	87	1333
1882.....	29	40	55	84	118	101	116	120	165	156	209	122	1315
1860-69...	84,8	51,7	75,1	43,6	68,7	45,5	52,0	77,9	85,8	86,4	77,3	70,2	819,0
1870-79....	80,9	55,6	55,8	53,1	47,1	53,6	63,0	78,8	95,9	118,9	102,0	83,1	887,8
1853-82....	81,1	48,5	56,6	52,2	64,1	59,4	63,3	77,8	95,2	108,1	89,1	81,0	876,4

Nombre de jours de pluie.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	23	11	17	21	11	13	20	15	15	22	8	12	188
1854.....	27	16	7	9	18	17	12	10	8	20	18	23	185
1855.....	8	14	19	9	13	12	17	8	10	23	16	15	164
1856.....	20	11	7	15	18	11	12	10	20	9	14	14	161
1857.....	23	7	14	17	12	9	9	9	10	14	6	5	135
1858	10	8	16	13	12	12	16	13	16	15	16	22	169
1859.....	12	13	15	13	16	16	6	12	22	20	16	21	182
1860.....	20	16	21	19	16	22	12	26	18	15	12	27	224
1861.....	12	15	20	9	11	21	20	14	16	10	22	14	184
1862.....	19	12	23	10	20	14	13	13	13	26	14	16	193
1863.....	19	10	10	10	9	16	7	14	16	14	14	16	155
1864.....	11	16	16	7	9	20	6	9	23	6	18	7	148
1865.....	25	21	17	6	18	4	10	17	7	22	17	7	171
1866.....	23	25	18	10	10	10	13	19	24	11	17	15	195
1867.....	20	15	21	19	17	8	20	10	17	19	8	15	189
1868.....	18	9	12	18	3	5	8	18	12	17	15	23	158
1869.....	16	18	21	11	22	12	4	10	16	16	18	27	191
1870.....	16	11	20	5	8	4	11	13	9	21	18	15	151
1871.....	21	17	10	18	4	17	16	9	16	14	8	18	168
1872.....	22	15	17	17	15	13	14	12	19	21	25	23	213
1873.....	19	15	17	7	10	13	13	14	19	14	13	12	166
1874.....	15	7	7	12	8	13	9	14	15	18	11	24	153
1875.....	15	7	4	2	7	11	14	9	10	17	19	12	127
1876.....	9	19	18	11	5	8	2	12	20	16	15	21	156
1877.....	25	24	19	10	16	6	15	18	21	18	26	20	218
1878.....	20	15	14	16	21	11	12	25	15	18	24	25	216
1879.....	14	21	8	17	15	24	21	20	14	13	8	7	182
1880.....	5	20	6	12	4	18	12	8	18	19	17	16	155
1881.....	19	11	14	10	10	12	12	18	16	13	12	15	162
1882.....	8	9	13	12	12	17	14	20	18	21	26	20	190
1860-69....	18,3	15,7	17,9	11,9	13,5	13,2	11,3	15,0	16,2	15,6	15,5	16,7	180,8
1870-79....	17,6	15,1	13,4	11,5	10,9	12,0	12,7	14,6	15,8	17,0	16,7	17,7	175,0
1853-82....	17,1	14,3	14,7	12,2	12,3	13,0	12,3	14,0	15,8	16,7	15,7	16,9	175,0

Nombre de jours de neige.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	»	4	4	»	»	»	»	3	11
1854.....	3	1	»	2	»	»	1	»	7
1855.....	3	3	1	1	»	»	»	3	11
1856.....	1	»	2	»	»	»	»	1	4
1857.....	5	»	»	»	»	»	»	»	5
1858.....	»	»	5	1	»	»	»	»	6
1859.....	1	»	1	2	»	»	1	6	11
1860.....	»	4	3	»	»	»	»	8	15
1861.....	1	1	»	1	»	»	»	»	3
1862.....	1	»	»	1	»	»	»	»	2
1863.....	»	»	1	3	»	»	»	»	4
1864.....	1	6	»	1	»	»	»	1	9
1865.....	4	3	3	»	»	»	»	»	10
1866.....	2	»	»	»	»	»	»	»	2
1867.....	7	»	5	»	»	»	»	3	15
1868.....	4	»	»	»	»	»	»	»	4
1869.....	»	»	5	»	»	3	1	4	13
1870.....	2	4	5	2	»	»	1	4	18
1871.....	6	»	3	»	»	»	»	2	11
1872.....	»	»	4	»	2	»	»	1	7
1873.....	3	5	1	2	»	»	»	»	11
1874.....	»	»	3	»	»	»	»	5	8
1875.....	»	4	»	»	»	1	3	2	10
1876.....	»	5	2	1	»	»	»	»	8
1877.....	»	»	»	»	»	»	»	»	0
1878.....	5	»	2	»	»	»	1	9	17
1879.....	3	3	1	»	2	»	1	1	11
1880.....	»	»	»	»	»	1	»	»	1
1881.....	14	4	»	»	»	»	»	»	18
1882.....	»	»	»	»	»	»	»	»	0
1860-69....	2,0	1,4	1,7	0,6	0,0	0,3	0,1	1,6	7,7
1870-79....	1,9	2,1	2,1	0,5	0,4	0,1	0,6	2,4	10,1
1853-82....	2,2	1,6	1,7	0,5	0,1	0,2	0,3	1,8	8,4

Nombre de jours de grêle.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	4	2	1	1	1	1	0	0	1	0	0	0	11
1854.....	0	1	0	0	0	0	1	0	1	3	3	6	15
1855.....	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	2	0	4
1856.....	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	2	5
1857.....	2	0	2	2	0	0	1	0	0	0	0	0	7
1858.....	0	1	4	1	0	0	1	0	0	0	2	3	12
1859.....	0	1	1	2	1	0	1	1	1	2	2	0	12
1860.....	2	0	3	0	0	0	0	0	0	0	1	3	9
1861.....	0	0	6	1	2	0	0	0	2	0	5	0	16
1862.....	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	3
1863.....	0	0	1	1	0	1	0	0	0	1	1	0	5
1864.....	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	3	0	6
1865.....	4	1	1	0	0	0	0	1	0	0	2	1	10
1866.....	3	5	4	1	1	1	0	0	0	0	1	2	18
1867.....	1	2	2	2	1	0	0	0	0	2	0	3	13
1868.....	0	0	1	1	0	0	0	0	0	2	1	6	11
1869.....	0	1	2	0	2	1	0	0	0	3	0	2	11
1870.....	2	1	2	0	0	0	0	0	1	4	6	0	16
1871.....	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	8
1872.....	1	0	0	2	3	1	0	1	2	2	3	4	19
1873.....	4	0	3	7	1	0	1	0	0	3	5	1	25
1874.....	3	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	3	8
1875.....	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	3	8
1876.....	0	6	8	5	1	0	0	0	0	0	1	0	21
1877.....	1	0	6	0	1	0	1	2	1	4	3	3	22
1878.....	6	0	0	0	1	1	0	0	0	2	7	8	25
1879.....	0	3	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	7
1880.....	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	1	0	3
1881.....	1	1	1	0	0	1	0	0	0	1	2	3	10
1882.....	0	0	2	1	1	0	1	2	3	0	0	0	10
1860-69...	1,0	1,1	2,1	0,6	0,6	0,3	0	0,1	0,2	0,9	1,5	1,8	10,2
1870-79...	1,9	1,1	1,9	1,4	1,0	0,2	0,2	0,3	0,5	1,7	3,1	2,6	16,9
1853-82...	1,2	0,9	1,7	1.0	0,7	0,3	0,2	0,3	0,5	1,1	1,9	1,9	11,7

Nombre des jours d'orage.

Années.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Année.
1853.....	0	0	0	0	1	1	3	1	0	2	1	0	9
1854.....	0	0	0	1	2	1	2	0	1	4	1	1	13
1855.....	0	0	0	0	0	2	2	0	2	1	0	0	7
1856.....	0	0	0	0	3	1	2	2	3	0	0	0	11
1857.....	0	0	0	1	2	4	1	4	3	1	0	0	16
1858.....	0	0	0	2	2	6	3	4	1	0	0	2	20
1859.....	0	0	0	4	2	5	3	5	1	1	1	0	22
1860.....	1	0	0	1	3	1	1	2	0	0	0	0	9
1861.....	0	0	3	0	2	7	2	2	1	2	3	0	22
1862.....	0	0	3	0	2	1	3	2	1	4	0	0	16
1863.....	0	0	0	1	0	2	0	2	2	1	1	0	9
1864.....	0	0	2	0	2	0	1	0	1	0	3	0	9
1865.....	3	0	0	0	7	0	4	1	1	5	0	0	21
1866.....	3	0	0	1	0	2	1	0	1	0	1	4	13
1867.....	0	2	0	1	4	1	5	1	2	3	0	0	19
1868.....	0	0	0	1	1	2	3	2	3	0	0	4	16
1869.....	0	1	1	0	6	1	2	0	3	1	0	3	18
1870.....	1	0	0	2	1	2	3	0	3	5	0	0	17
1871.....	0	1	0	0	2	2	1	5	4	3	0	0	18
1872.....	1	0	0	3	2	1	7	3	6	2	2	1	28
1873.....	1	0	2	1	2	2	3	3	1	6	0	0	21
1874.....	1	1	1	1	3	1	5	0	5	2	1	1	22
1875.....	2	0	0	0	6	6	3	6	1	0	1	0	25
1876.....	0	0	3	3	0	1	0	1	2	2	0	0	12
1877.....	1	0	1	3	0	3	3	4	0	3	2	0	20
1878.....	1	0	1	0	6	4	2	7	1	1	0	0	23
1879.....	0	1	0	1	2	0	0	3	1	0	0	0	8
1880.....	0	0	0	4	0	4	4	1	1	0	0	0	14
1881.....	0	0	2	0	1	0	1	1	0	0	0	1	6
1882.....	0	0	0	1	2	1	3	3	4	2	0	0	16
1860-69...	0,7	0,3	0,9	0,5	2,7	1,7	2,2	1,2	1,5	1,6	0,8	1,1	15,2
1870-79...	0,8	0,3	0,8	1,4	2,4	2,2	2,7	3,2	2,4	2,4	0,6	0,2	19,4
1853-82...	0,5	0,2	0,6	1,1	2,2	2,1	2,4	2,2	1,8	1,7	0,6	0,6	16,0

La hauteur moyenne de la pluie qui tombe à Fécamp en un an est de 876^{mm} en 175 jours. Les mois où il tombe le plus d'eau sont les cinq mois de septembre à janvier; le maximum se produit en octobre (108^{mm}), et le minimum en février (49^{mm}).

Les années où la pluie a été la plus grande sont 1881 (1333^{mm}) et 1882 (1315^{mm}); celles où elle a été la moindre sont 1864 (611^{mm}) et 1861 (669^{mm}). Le rapport entre les hauteurs d'eau recueillies dans l'année la plus humide et la plus sèche est 2,2.

Pas un seul mois dans la période de trente ans n'a été sans pluie; les mois où il en est tombé le moins sont : juillet 1869 (2^{mm} en 4 jours), mai 1880 (5^{mm} en 4 jours) et avril 1870 (7^{mm} en 5 jours). Les plus fortes pluies ont été observées en octobre 1870 (243^{mm} en 21 jours), novembre 1882 (209^{mm} en 26 jours) et septembre 1876 (205^{mm} en 20 jours).

Comme la durée inégale des mois introduit une certaine cause d'erreur dans la comparaison de la pluviosité des différents mois, nous donnons ici la hauteur d'eau moyenne recueillie en un jour dans tous les mois. Ces nombres ont été obtenus en divisant la moyenne relative à chaque mois par le nombre de jours de ce mois.

Pluie moyenne recueillie en un jour.

	mm		mm
Janvier	2,62	Juillet	2,04
Février	1,72	Août	2,51
Mars	1,83	Septembre	3,17
Avril	1,74	Octobre	3,49
Mai	2,07	Novembre	2,97
Juin	1,98	Décembre	2,61
Année	2^{mm},40.		

Pendant les six mois de février à juillet, la pluie est constamment en dessous de la moyenne annuelle; elle est constamment supérieure pendant les six autres.

Un autre élément intéressant à considérer est la quantité moyenne de pluie recueillie par jour pluvieux; on l'obtient en divisant la hauteur de pluie de chaque mois par le nombre de jours de pluie de ce mois. Pour Fécamp, cette quantité est exprimée par les nombres suivants :

Hauteur moyenne de pluie par jour pluvieux.

	mm		mm
Janvier	4,74	Juillet	5,15
Février	3,39	Août	5,56
Mars	3,85	Septembre	6,02
Avril	4,28	Octobre	6,47
Mai	5,21	Novembre	5,68
Juin	4,57	Décembre	4,79
Année	5^{mm},01.		

C'est donc en février que la quantité d'eau qui tombe en un jour de pluie est la moins grande, et en octobre qu'elle est la plus forte.

Les Tableaux publiés par M. Marchand ne contiennent pas d'indications sur la plus grande hauteur de pluie recueillie en un jour.

Le Tableau des jours de neige montre qu'il n'y a que quatre mois seulement, de juin à septembre, où ce phénomène n'ait pas été observé, exactement comme pour les jours de gelée. La neige est, du reste, très rare en mars et en octobre; elle est la plus fréquente en janvier, et on l'observe en général 8 jours par an.

La grêle se présente dans tous les mois de l'année, mais elle est surtout fréquente pendant les mois froids; on l'observe en moyenne 3 fois dans les six mois chauds d'avril à septembre, et 9 fois dans les six mois froids d'octobre à mars.

Au contraire, les orages sont plus fréquents en été qu'en hiver; sur 16 journées d'orage que l'on note en moyenne chaque année, il y en a 4 de novembre à avril et 12 de mars à octobre.

V. — Direction du vent.

L'observation du vent a été faite chaque jour à midi, et sans lacunes. Il serait trop long de reproduire ici le détail des observations, que l'on trouvera du reste, pour chaque mois, dans les publications de M. Marchand. Nous indiquons seulement ici le nombre total de fois que le vent a soufflé de chaque direction pendant les trente années :

	Direction du vent							
	N.	NE.	E.	SE.	S.	SW.	W.	NW.
Janvier	28	52	163	102	143	194	175	73
Février	43	56	150	71	112	162	159	94
Mars	57	90	197	78	68	117	222	101
Avril	62	116	176	43	73	95	211	124
Mai	75	157	168	45	64	73	214	134
Juin	68	93	111	34	64	93	258	179
Juillet	53	100	83	28	39	102	350	175
Août	50	106	118	24	57	115	293	167
Septembre	40	85	163	40	78	134	240	120
Octobre	51	55	127	111	146	168	184	88
Novembre	51	80	208	79	124	138	124	96
Décembre	59	46	135	99	158	157	157	119
Année	637	1036	1799	754	1126	1548	2587	1470

On peut calculer, avec ces nombres, la direction moyenne du vent pour chaque mois et pour l'année par la formule

$$\operatorname{tang}\alpha = \frac{(E - W) + (NE + SE - NW - SW)\cos 45^\circ}{(N - S) + (NE + NW - SE - SW)\cos 45^\circ} = \frac{A}{B},$$

dans laquelle les symboles E, W, NE, SE, etc. indiquent le nombre de fois que le vent a soufflé de la direction correspondante.

En désignant par p le nombre total des observations, la quantité

$$R = \frac{1}{p}\sqrt{A^2 + B^2}$$

indiquera la valeur relative de la résultante calculée. Si l'on avait, par exemple, $p = 1$, cela voudrait dire que, pendant tout le mois, le vent aurait soufflé précisément dans la direction calculée α, et en général les directions réelles du vent s'écarteront d'autant moins de la direction moyenne α que le nombre R sera plus voisin de l'unité.

Nous donnons dans le Tableau suivant les valeurs pour chaque mois de α et de R; l'angle α est compté de 0° à 360°, du Nord vers l'Est, et pour plus de clarté, nous avons indiqué à côté de la valeur de α la désignation du quadrant dans lequel se trouve cette direction.

Direction moyenne du vent.

	α.	R.
Janvier	201° SW	0,27
Février	218 SW	0,19
Mars	257 SW	0,07
Avril	308 NW	0,11
Mai	340 NW	0,15
Juin	293 NW	0,30
Juillet	287 NW	0,12
Août	287 NW	0,32
Septembre	265 SW	0,18
Octobre	212 SW	0,24
Novembre	163 SE	0,12
Décembre	215 SW	0,21
Année	258 SW	0,15

En moyenne, le vent souffle donc à Fécamp de la direction 258°, qui correspond très exactement à W $\frac{1}{4}$ SW.

En mars, la direction moyenne du vent coïncide sensiblement avec la moyenne annuelle; elle s'en écarte progressivement en remontant vers le Nord jusqu'en mai, puis redescend vers le Sud, passe de nouveau par la moyenne annuelle dans la seconde moitié de septembre, continue son mouvement vers le Sud et l'Est jusqu'en novembre, puis remonte de nouveau vers l'Ouest. Les valeurs de R montrent que le vent est le plus variable en mars, et le moins variable en juillet.

On obtient des résultats plus nets encore en calculant le vent moyen par pé-

riodes de trois mois, commençant à décembre; on obtient ainsi les valeurs suivantes :

Direction moyenne du vent.

	α.	R.
Hiver (décembre-février)	210° SW	0,23
Printemps (mars-mai)	314 NW	0,09
Été (juin-août)	289 NW	0,35
Automne (septembre-novembre)	220 SW	0,15
Année	258 SW	0,15

On retrouve dans ces nombres les lois bien connues de la marche annuelle de la direction du vent dans l'ouest de l'Europe, le vent remontant vers le Nord et redescendant vers le Sud en même temps que le Soleil.

En résumé, les moyennes annuelles des principaux éléments météorologiques pour Fécamp, déduites de trente ans d'observations, sont les suivantes :

Température (au niveau de la mer)	10°,06
Pression (au niveau de la mer)	761^{mm},69
Hauteur de pluie	876^{mm},1
Nombre de jours de pluie	175,0
Direction moyenne du vent	258° SW (W $\frac{1}{4}$ SW)

ÉTUDES SUR LE CLIMAT DE PARIS,

PAR M. E. RENOU.

DEUXIÈME PARTIE [1].

LA PLUIE DEPUIS 1688.

Les observations de la hauteur de pluie que reçoit le sol n'ont commencé qu'après celles de la température et de la pression de l'air. Il y a lieu de s'en étonner; car, si l'observation de la température exigeait qu'on imaginât d'abord un instrument destiné à cet usage, et celle de la pression de l'air la découverte de cette pression, recueillir la pluie procède d'une idée aussi simple en pratique qu'en théorie; il suffit en effet de placer en plein air un cylindre vertical, un simple seau, et d'évaluer la hauteur d'eau recueillie.

Le désir de savoir quelle quantité d'eau pouvait fournir la pluie aux bassins de Versailles a fait entreprendre les observations pluviométriques à l'observatoire de Paris au milieu de l'année 1688. Quelques autres observations avaient déjà été faites en différents endroits : à Dijon, paraît-il; en Angleterre; à Lille, par les soins de Vauban, alors occupé des fortifications de cette ville, récemment réunie à la France.

Comme pour la détermination de la température de l'air, on ne s'est préoccupé d'abord que de l'exactitude de l'instrument et du mode de jaugeage, sans se demander si l'emplacement qu'on lui donnait n'influait pas sur le résultat obtenu. C'est pourtant ce qui est arrivé et ce qui est cause que les observations anciennes et beaucoup d'observations modernes sont fort inexactes.

---

(1) *Voir* pour la première Partie (*Pression barométrique*) les *Annales du Bureau central météorologique* pour 1880, tome I.

On peut faire sur les trois principaux instruments de la Météorologie la remarque que les premières observations barométriques sont entachées de graves erreurs par suite de l'inexactitude et de l'imperfection de l'instrument, celles de la pluie par le fait d'un emplacement défectueux et celles de la température de l'air par ces deux causes à la fois.

Il est essentiel, quand on étudie la pluie recueillie dans une station, de décrire les instruments employés, leur emplacement et la disposition des lieux. Commençons donc par rechercher quels étaient les premiers instruments employés à Paris et quel emplacement on leur avait donné.

L'Observatoire, bâti il y a deux siècles au Sud, et à cette époque en dehors de Paris, est maintenant au milieu d'un quartier rempli de hauts édifices. Son sol dans la cour d'entrée, au Nord, est à 25^{m} au-dessus du pavé de Notre-Dame et à 60^{m} au-dessus de la mer. Il consistait en un bâtiment central, flanqué de deux autres à l'Ouest et à l'Est; mais ce dernier, pendant longtemps, resta inachevé, n'ayant que les quatre murs. La disposition des lieux est telle que le premier étage du côté de la cour d'entrée, au Nord, se trouve le rez-de-chaussée au Sud, sur le jardin. C'est là qu'on avait placé l'instrument destiné à recueillir la pluie. Ce premier instrument était un bassin de fer-blanc, carré, de deux pieds de côté et d'un demi-pied de hauteur; l'eau, après sa chute, était versée dans un vase cubique de trois pouces de côté, ce qui permettait d'évaluer la hauteur d'eau avec une approximation plus que suffisante.

Ce mode de jaugeage est bon, pourvu qu'on mesure la pluie peu de temps après sa chute; mais on ne sait pas bien quelles erreurs comportait cette position d'un bassin dominé, de plus de 20^{m} et à peu de distance, par quatre murs percés de larges ouvertures. Elles devaient être variables suivant la direction et surtout suivant l'intensité du vent. Ce qu'on peut dire aujourd'hui, c'est que la moyenne hauteur d'eau recueillie par Lahire dans les vingt-sept premières années est à peu près la même que celle qu'on trouve sur la terrasse depuis 1806. Cette similitude de chiffre laisse néanmoins sans réponse la question de savoir si, vers l'an 1700, il pleuvait plus ou moins que maintenant.

Après la mort de Lahire, arrivée en 1718, et même pendant les dernières années de sa vie, les nombres vont en décroissant et donnent pour la hauteur moyenne de pluie de certaines années, aussi bien que pour des séries d'années, des chiffres inadmissibles. Ainsi, laissant de côté les années 1718 et 1719, réputées pour leur sécheresse, si nous réunissons les vingt années de 1720 à 1739, nous trouvons pour hauteur moyenne de la pluie 390^{mm}; dans cet intervalle, l'année 1734, extrêmement pluvieuse, n'a fourni que 404^{mm} d'eau. Il est curieux de rapporter ce qu'en dit Maraldi, dans le compte rendu de cette année (*Histoire et Mémoires de l'Académie des Sciences pour* 1735) :

« Il y a longtemps qu'il n'y a eu d'année aussi pluvieuse que 1734; c'est la

plus pluvieuse depuis 1720; cependant la pluie n'a pas été aussi abondante que lorsqu'on a commencé à faire les observations; elle a été de $17^{po}\ 6^{li}\ \frac{1}{2}$; on la comptait autrefois de 19^{po}, qu'on a été obligé de réduire à $17^{po}\ \frac{1}{2}$; la pluie a été très abondante en juillet; les rivières ont débordé. »

Ajoutons que l'année entière s'est passée en pluie avec fort peu de gelées. Le débordement des rivières en été est une indication supérieure à toutes les observations pluviométriques, comme la congélation des végétaux est supérieure à tous les chiffres thermométriques. Maraldi a eu le tort de prendre, comme on le fait encore trop souvent aujourd'hui, les chiffres des observations comme indiscutables.

On montrerait sans peine, par quelques exemples, qu'on ne peut utiliser les observations de cette époque, même à titre de renseignement : l'année 1733 avait fourni 220^{mm} d'eau; l'année 1751 en a donné 636; cette variété dans les nombres tient au plus ou moins de soin avec lequel la pluie a été recueillie : tandis que le chiffre de 1733 doit être probablement doublé, celui de 1751 est sans doute à peu près exact.

On a fini par s'apercevoir que les observations étaient défectueuses et, au lieu d'y porter remède, on a trouvé plus simple de les supprimer. Après une lacune de dix-huit ans, de 1755 à 1772, on les a reprises au moyen d'un bassin placé sur le haut de l'Observatoire, à 28^{m} au-dessus du sol de la cour d'entrée. L'eau était amenée de là dans le cabinet du Directeur par un tuyau de plomb de $20^{m},50$ de longueur, et jaugée, paraît-il, à la fin du mois seulement.

Il est aisé de comprendre qu'on n'obtenait ainsi que de mauvais résultats; on perdait les petites pluies, surtout la plus grande partie de la neige, en attendant sa fusion, et plus encore par l'effet du vent; le parcours dans un long tuyau et le séjour dans un appartement, où l'air est beaucoup plus sec que dehors, l'habitude de jauger la pluie à la fin du mois, expliquent comment on ne trouvait à cette époque que la moitié de la pluie que recevait le sol.

Il y a moins de déficit sur la pluie de 1773 à 1793, mais les comparaisons avec les observations de Cotte à Montmorency montrent que les chiffres de l'Observatoire n'ont pas tous la même valeur. Cotte a observé la pluie de 1769 à 1782, puis de 1791 à 1814, avec des lacunes de 1798 à 1804. Ces importantes observations, dont les manuscrits sont conservés à la Société nationale d'Agriculture, n'avaient jamais été publiées; je les donne donc avec les observations de Paris.

L'introduction du calendrier républicain est venue jeter une malencontreuse perturbation dans les observations de Paris; à partir de décembre 1792, on a adopté le calendrier nouveau jusqu'à messidor an VI (juillet 1798), où se produit une nouvelle lacune.

On trouve ensuite dans le *Journal de Physique* les hauteurs de pluie pour les cinq mois de prairial an IX à vendémiaire an X (20 mai-22 octobre 1801).

Les observations recommencent définitivement à vendémiaire an XII. Depuis le 1er janvier 1806, elles ont été faites d'après le calendrier grégorien et n'ont plus subi d'interruptions que pendant quelques mois, du temps de Le Verrier.

M. Raulin, dans son travail sur les pluies en France, a donné les hauteurs de pluies recueillies dans les mois républicains comme si elles avaient été faites suivant le calendrier grégorien.

Je n'ai pas cru devoir le suivre dans cette voie, et je n'ai commencé les résumés qu'avec l'année 1806.

Je n'ai pas cru non plus devoir publier intégralement et mois par mois les observations de Paris depuis 1688, à cause des énormes défauts qu'elles présentent, comme je l'ai fait voir tout à l'heure : on a vu qu'on ne peut pas les consulter, même à titre de renseignement, puisqu'on prendrait pour une année sèche l'année très pluvieuse de 1734.

J'ai dit aussi que la comparaison qu'on en peut faire avec les observations de Cotte montre qu'elles sont défectueuses. En effet, la hauteur moyenne de trente ans à Montmorency est de 586^{mm}, ce qui est à peu près ce qu'on trouve aujourd'hui au Parc de Saint-Maur ; les observations de Montmorency peuvent donc servir à contrôler celles de Paris.

De 1773 à 1781, en huit ans, on a recueilli à Paris 520^{mm} d'eau, et à Montmorency 593^{mm}. Le premier de ces nombres, relevé sur la terrasse, correspond bien à celui de Montmorency; mais de 1791 à 1797 on trouve à Paris 429^{mm} et à Montmorency 629^{mm}, ce qui montre que le chiffre 429^{mm} est beaucoup trop bas.

Depuis 1806 jusqu'à présent, les observations ont été continuées, avec quelques lacunes, comme je l'ai dit, sur la terrasse de l'Observatoire.

En 1817, on a installé dans la cour d'entrée, au Nord-Ouest du bâtiment principal, un nouvel appareil semblable à celui de la terrasse, tout en continuant les observations sur l'ancien modèle. Ayant appris qu'en Angleterre on avait récemment trouvé qu'un pluviomètre placé près du sol reçoit plus de pluie qu'un instrument pareil placé sur le haut d'un édifice, on a installé un second pluviomètre dans la cour. Ces instruments sont des cuvettes de $0^m,76$ de diamètre avec un bord de $0^m,09$ de hauteur, à 2^m au-dessus du sol pour l'inférieur, et à une hauteur plus grande de $28^m,76$ pour le second.

Le jaugeage se fait dans des cylindres d'un diamètre dix fois moindre que celui de la cuvette, et où, par conséquent, l'eau occupe une hauteur cent fois plus grande.

Les observations, dans les deux appareils, ont marché simultanément jusqu'à la mort d'Arago, arrivée le 2 octobre 1853.

Peu de temps après son entrée en fonctions à l'Observatoire, Le Verrier a eu la singulière idée de faire planter des peupliers d'Italie tout près du pluviomètre de

la cour; bientôt le rapport des hauteurs d'eau reçues dans les deux pluviomètres a changé; il était évident que c'était le pluviomètre de la cour qui recevait moins d'eau qu'il n'aurait dû en recevoir. J'en ai averti inutilement Le Verrier. L'amiral Mouchez a fait rogner ces arbres, qui ont fini par mourir à la suite de ce traitement; mais le rapport des hauteurs de pluie des deux instruments ne s'est pas rétabli. Il est aisé de voir à quoi cela tient; le pluviomètre de la terrasse, à cause de sa situation, est plus exposé à des négligences, et aux erreurs qui en résultent, que le pluviomètre de la cour; mais, avec le temps, les observations se faisant avec plus de surveillance et plus de soin, les indications des deux pluviomètres se rapprochent, en même temps que les quantités de pluie relevées dans le pluviomètre supérieur vont en augmentant.

C'est précisément ce qui est arrivé, surtout depuis trente ans; on en jugera par le Tableau suivant qui résume, par dizaines d'années, les hauteurs d'eau depuis 1806 jusqu'à 1885:

Pluie à Paris, en millimètres, sur la terrasse de l'Observatoire.

		mm	
1806-1815		473,9	Moyenne. 493
1816-1825		505,5	
1826-1835		499,6	
1836-1845		524,7	
1846-1855		525,3	
1856-1865		532,1	537
1866-1875		544,8	
1876-1885		533,2	
80 ans.	Moyenne par an.	517	

Tandis qu'on comptait pendant les quarante premières années qu'il fallait augmenter de $\frac{1}{7}$ les hauteurs de pluie de la terrasse pour obtenir celles de la cour, ce qui constituait une différence de 70^{mm}, la différence annuelle n'est à présent que de 30^{mm}, ce qu'explique complètement l'accroissement apparent qu'a subi la pluie dans le pluviomètre supérieur, l'inférieur recevant toujours la même quantité.

Quoi qu'il en soit de l'imperfection de ces observations, elles peuvent donner à peu près l'un des éléments les plus importants de la pluviométrie, à savoir la distribution de la pluie suivant les mois.

Cette distribution n'est pas la même sur la terrasse et près du sol, la différence des deux pluviomètres variant notablement de l'hiver à l'été. Au moyen des observations des quarante années de 1817 à 1856, j'ai calculé les coefficients par lesquels il faut multiplier les hauteurs de pluie de la terrasse pour reproduire celles de la cour. J'ai obtenu ainsi le Tableau suivant :

Pluie dans la cour et sur la terrasse de l'Observatoire. Moyennes mensuelles des quarante années 1817-1856.

	Cour.	Terrasse.	Différ.	Coefficient.
Décembre	42,4	35,5	6,9	1,194
Janvier	41,7	35,1	6,6	1,188
Février	36,5	30,6	5,9	1,193
Mars	38,5	32,7	5,8	1,177
Avril	47,0	40,7	6,3	1,155
Mai	58,9	53,7	5,2	1,097
Juin	55,7	52,0	3,7	1,071
Juillet	52,4	49,2	3,2	1,065
Août	52,5	48,1	4,4	1,091
Septembre	55,9	50,9	5,0	1,098
Octobre	50,3	43,3	7,0	1,162
Novembre	52,8	45,0	7,8	1,173
Moyennes	584,6	516,8	67,8	1,131

Ainsi, tandis qu'en hiver il y a 0,20 environ de différence dans les quantités de pluie recueillies dans les deux pluviomètres, cette différence n'atteint que 0,07 en été. On a discuté beaucoup autrefois sur la cause de ces différences ; elle est bien connue aujourd'hui : c'est une erreur due à l'action du vent, beaucoup plus intense en haut qu'en bas ; elle augmente considérablement avec les petites pluies et surtout avec la neige ; les pluies d'été, beaucoup plus grosses, marquent à peu près de même dans les deux instruments.

La pluie se distribuant souvent d'une manière très irrégulière suivant les saisons, on ne saurait avoir recours à de trop longues séries pour déterminer cette distribution suivant les mois. Les coefficients ci-dessus pouvant s'appliquer aux observations de la terrasse faites de 1806 à 1816, j'ai pu en conclure légitimement les chiffres qu'on aurait trouvés pendant ces onze ans, si l'on y avait observé dès lors le pluviomètre de la cour. Ajoutant ensuite les nombres trouvés de cette manière avec ceux observés réellement dans la cour, j'ai obtenu les hauteurs de pluie totales pour les quatre-vingts années de 1806 à 1885. Voici les résultats :

Pluie moyenne à Paris, 1806-1885, *dans la cour de l'Observatoire.*

	Mois inégaux.	Mois égaux.
Décembre	41,6	40,8
Janvier	39,2	38,5
Février	33,1	35,6
Mars	36,2	35,5
Avril	42,4	43,0
Mai	51,0	50,1
Juin	53,5	54,3
Juillet	51,4	50,5
Août	49,3	48,4
Septembre	52,6	53,4
Octobre	52,0	51,6
Novembre	50,0	50,7
Totaux	552,3	552,4

Les mois de l'année étant inégaux, les moyennes brutes ne donnent qu'une idée imparfaite de la distribution de la pluie : il est bien évident que, s'il tombe $56^{mm},5$ d'eau en février et 62^{mm} en mars, on ne pourra pas dire qu'il pleut plus en mars qu'en février ; au contraire, ces nombres représentent la même quantité d'eau pour un même nombre de jours.

Pour obtenir les nombres de la seconde colonne, il suffit de multiplier ceux de la première par le nombre obtenu, en prenant le douzième de 365,25 divisé par 28, 30 ou 31. Ainsi, il faudra ajouter à chaque mois une fraction de sa hauteur de pluie, qui sera pour :

Février 28j,25	+ 0,07743
Les mois de 30 jours	+ 0,01458
» 31 jours	— 0,01815

Ce calcul n'est qu'approximatif; on n'obtient pas ainsi le même total, car il faudrait qu'on eût toujours l'identité

$$0,01815\,S = 0,01458\,Z + 0,07743\,F \qquad \text{ou} \qquad 5,31\,F = 1,25\,S - Z,$$

en appelant S la somme des hauteurs d'eau tombées dans les sept mois de 31 jours, Z celle correspondant aux quatre mois de 30 jours et F celle de février. On trouve généralement dans la somme totale une différence d'une petite fraction de millimètre qu'on répartit sur les douze mois uniformément. Or, les fractions de millimètre ont bien peu de valeur, même dans les moyennes séculaires. En effet, chaque total annuel diffère en moyenne de 67^{mm} de la moyenne générale, et, comme nous n'avons aucun moyen de connaître la moyenne générale par d'autres chiffres que ceux des observations, au bout de quatre-vingts ans, la moyenne pour une quatre-vingt-unième année changera en moyenne de $0^{mm},8$. Celle des mois varie encore bien plus. Cette incertitude a lieu indépendamment de variations beaucoup plus grandes apportées par les différents instruments, leurs différentes positions, etc. En général, quand deux pluviomètres, pareils et peu distants, donnent, au bout de l'année, les mêmes résultats à quelques millimètres près, il faut les regarder comme s'accordant d'une manière satisfaisante.

La hauteur moyenne de quatre-vingts ans, 552^{mm}, que nous venons de donner, est certainement trop basse de *plusieurs centimètres*. Cela tient en partie au déficit des années 1857 à 1877 pendant lesquelles les peupliers ont diminué la hauteur de pluie dans la cour. En général, à Paris, on paraît obtenir moins que dans la campagne, à cause des nombreux obstacles que rencontrent les vents pluvieux. Il y a d'ailleurs d'autres causes qui agissent aussi sur tous nos pluviomètres. J'ai étudié ces causes à l'observatoire du Parc.

Le vent a une influence qui diminue la hauteur de pluie dans les pluviomètres; ceux près du sol n'en sont pas exempts. Cet effet est très sensible pour la neige,

quoique nous chauffions les pluviomètres en hiver. Il faut, pour mouiller complètement l'instrument, une hauteur d'eau que j'ai trouvée de $0^{mm},15$. La correction relative à cette erreur, malgré son apparente simplicité, est difficile à faire, parce que le pluviomètre ne se mouille pas complètement à toutes les averses et puis parce que souvent, dans une même journée, il y a 3, 4, 6 averses entre lesquelles le pluviomètre n'a souvent pas le temps de se sécher. Il n'en est pas moins certain que, souvent, on note $0^{mm},1$ d'eau quand il en est réellement tombé $0^{mm},25$. Au bout d'une année, je suppose que cette erreur peut produire un déficit de 30^{mm} au moins.

Je trouve près de 600^{mm} d'eau à l'observatoire du Parc depuis quatorze ans. Dans la première situation de l'observatoire, à un niveau de quelques mètres plus bas, je trouvais environ 30^{mm} de plus que dans la position actuelle, voisine du point culminant de la presqu'île de la Marne : il paraît que, dans cette position, on est dans un minimum de pluie : à l'usine municipale de Joinville-le-Pont, on récolte un peu plus d'eau qu'au Parc; M. Raymond, à Marly, à une altitude beaucoup plus grande, et postérieurement à Achères, à un niveau moindre, trouve toujours plus de pluie qu'au Parc de Saint-Maur.

Il semble donc que la campagne des environs de Paris reçoit au moins 650^{mm} d'eau.

Je terminerai en rapportant les observations pluviométriques de Cotte à Montmorency, à une altitude de 106^{m} environ. Elles commencent avec le mois d'août 1769 et se continuent jusqu'au mois de juillet 1782, formant treize années complètes; de 1791 à 1797, on a sept années complètes; puis viennent des mois isolés de 1798 à 1804; de 1805 à juin 1814, autre série sans lacune. Pour compléter trente années, j'ai utilisé les cinq derniers mois de 1799. Voici, du reste, toutes les observations de Cotte; les moyennes ont été calculées seulement pour trente années, comme je viens de le dire :

Pluie à Montmorency de 1769 à 1814, par Cotte.

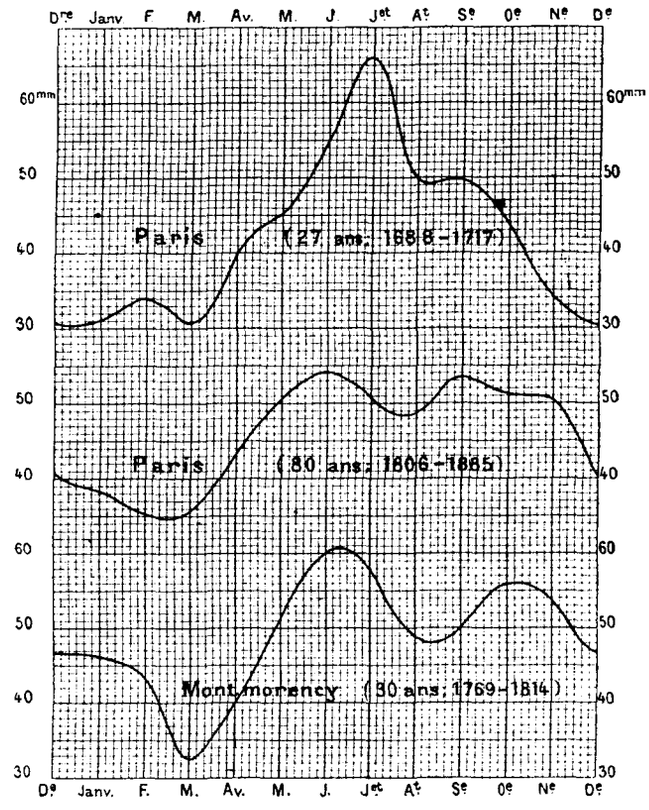
	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.
1769.....	»	»	»	»	»	»	»	»	210	381	128	423	»
1769-70.....	307	381	234	138	508	508	925	496	296	544	781	685	580
70-71.....	544	329	237	536	103	524	727	254	1043	271	259	211	504
71-72.....	372	553	553	305	553	434	637	265	199	767	445	197	528
72-73.....	259	598	338	51	242	592	1122	666	558	237	609	474	575
73-74.....	784	609	451	299	688	1038	677	180	705	790	90	530	684
74-75.....	220	372	400	477	90	158	829	891	186	400	513	795	533
75-76.....	338	660	1055	321	203	682	671	276	823	530	45	468	607
76-77.....	350	694	304	361	282	897	366	1365	68	186	237	248	536
77-78.....	496	682	457	299	383	445	395	530	28	434	914	835	590
78-79.....	288	28	132	126	421	425	434	705	564	549	445	671	479
79-80.....	513	312	194	241	376	331	237	423	714	716	506	218	478
1780-81.....	34	335	385	47	171	363	739	327	338	528	96	530	389
81-82.....	348	558	79	978	510	699	169	654	(total avec les 4 mois de 1769)				514
1790-91.....	600	553	327	192	744	705	105	397	707	34	352	184	490
91-92.....	925	897	350	474	733	417	479	1156	570	823	1098	244	817
92-93.....	869	756	487	525	259	250	368	570	34	485	383	953	594
93-94.....	316	333	282	282	524	778	222	536	925	536	626	327	569
94-95.....	203	271	609	660	273	265	1235	321	175	163	995	633	580
95-96.....	521	203	677	141	40	502	896	876	389	445	842	158	569
96-97.....	863	374	73	316	677	487	1316	233	897	1023	865	650	777
97-98.....	681	402	»	»	»	»	»	348	254	831	417	»	»
98-99.....	»	»	»	»	»	»	»	820	468	786	1105	419	»
99-1800...	»	»	»	»	»	412	585	23	1015	983	293	1291	»
1800-01.....	»	»	»	»	»	603	573	1711	361	680	1169	1220	»
01-02.....	»	»	»	»	»	90	696	340	149	299	583	525	»
02-03.....	»	»	»	»	»	415	536	103	124	205	397	1041	»
03-04.....	»	»	»	»	»	286	77	1649	662	26	1293	519	»
04-05.....	303	498	472	101	408	259	476	812	513	412	1340	113	571
05-06.....	628	737	717	790	286	782	164	445	462	504	338	429	628
06-07.....	370	286	434	92	273	679	440	105	570	760	338	1316	566
07-08.....	127	254	118	113	98	216	308	445	1132	594	970	570	494
08-09.....	207	496	560	216	241	352	316	701	831	605	101	570	520
09-10.....	1038	00	265	395	419	470	23	1220	214	122	541	964	567
1810-11.....	729	684	850	60	607	524	1045	861	521	235	414	962	749
11-12.....	912	429	756	914	592	617	212	161	462	242	1023	415	674
12-13.....	271	513	282	175	452	769	1231	1147	293	555	667	827	718
13-14.....	461	733	163	214	534	446	923	(total avec les 5 mois de 1799)					701
Moyenne de 30 ans.	47,3	47,1	40,8	32,8	39,0	52,0	59,0	59,5	49,4	48,9	56,9	53,4	58,6
Mois égaux..	46,5	46,2	44,0	32,3	39,5	51,1	59,8	58,4	48,5	49,6	55,9	54,2	58,6

J'ai dit en commençant que les observations de Lahire, de 1688 à 1717, paraissent bien faites; elles ne comprennent que vingt-sept ans, parce qu'il y manque les deux années 1697 et 1698. Elles sont très intéressantes, car la marche de la hauteur de pluie suivant les mois diffère notablement de ce qu'ont trouvé Cotte et l'Observatoire depuis 1769, aussi bien que de ce que je trouve depuis

quatorze ans au Parc de Saint-Maur. La pluie présentait du temps de Lahire un maximum très tranché en juillet; maintenant, nous trouvons deux maxima moins tranchés en juin et en septembre.

J'ai indiqué, dans mon travail sur le baromètre, que de 1757 à 1796 le baromètre présentait un maximum en juillet. Il y a donc de grandes périodes qui changent ces distributions des éléments météorologiques; ce sont sans doute des périodes qui se représenteront plus tard. La quantité de pluie annuelle éprouve certainement aussi des changements; les observations que nous avons à notre

Fig. 1.



Hauteurs mensuelles de pluie (mois égaux).

disposition sont trop imparfaites pour l'indiquer; les fleuves dans toute l'Europe sont en baisse depuis fort longtemps. Le niveau de la Seine est moindre qu'il n'a été autrefois, malgré des travaux qui l'ont fait remonter; lorsque, en 1719, on marqua le zéro actuel du pont de la Tournelle, on regarda cet abaissement comme exceptionnel; la rivière est descendue, dans ce siècle, bien des fois au-dessous de ce niveau.

Les courbes ci-dessus représentent la distribution mensuelle de la pluie suivant Lahire (1688-1717), d'après quatre-vingts ans de l'Observatoire (1806-1885)

et d'après les trente années de Cotte. Cette dernière est identique à celle fournie par les trente-six années d'observation de la pluie à Vendôme, de 1851 à 1886.

Hauteurs de pluie à Paris, en millimètres (Terrasse : 1806-1816; cour : 1817-1885).

	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.	
1805-06.....	54,0	73,8	73,8	78,5	15,1	12,4	10,6	28,9	57,1	40,1	32,9	20,9	498,1	
06-07.....	34,3	32,9	38,8	9,5	27,1	70,2	17,4	11,1	57,5	53,5	31,6	110,5	494,4	
07-08.....	13,1	22,5	11,8	11,3	11,2	15,3	42,0	63,1	74,6	55,8	67,6	41,7	430,0	
08-09.....	20,6	49,7	28,9	15,3	19,8	43,3	30,5	59,3	54,2	43,9	1,8	39,1	406,4	
09-10.....	104,3	0,0	26,7	37,2	20,1	60,3	3,0	94,4	25,5	5,9	54,3	54,1	485,8	
1810-11.....	55,5	57,0	65,7	8,0	59,5	45,0	91,4	61,0	57,0	45,6	45,5	53,8	645,0	
11-12.....	36,4	33,0	57,9	46,3	60,8	40,0	45,6	16,0	46,3	14,7	89,7	33,0	519,7	
12-13.....	13,6	25,9	17,6	11,3	36,1	48,8	82,5	94,1	14,1	38,1	59,4	40,7	482,2	
13-14.....	33,4	31,8	14,5	11,5	45,3	32,9	45,4	9,6	36,2	15,1	38,0	44,6	358,3	
14-15.....	57,3	17,3	31,4	40,7	30,3	29,0	78,7	31,9	15,0	31,8	61,7	36,7	461,8	
15-16.....	46,3	49,0	6,0	43,8	12,8	38,0	53,7	96,8	50,8	63,4	20,6	41,7	522,9	
16-17.....	82,8	45,1	24,8	52,1	2,0	68,7	104,0	63,0	58,5	67,5	62,3	21,2	652,0	635
17-18.....	66,1	52,3	53,9	81,5	70,6	49,1	23,6	17,7	28,7	58,9	16,2	40,0	558,6	508
18-19.....	15,1	37,8	61,3	24,9	26,7	84,3	52,2	91,9	68,6	27,5	63,1	78,4	631,8	689
19-20.....	72,5	41,9	29,6	19,8	23,0	91,1	31,5	15,6	50,1	38,3	60,2	9,4	483,0	428
1820-21.....	17,6	60,9	4,9	79,3	76,8	49,5	45,5	56,0	46,8	84,1	38,2	38,7	598,3	646
21-22.....	65,0	19,8	20,4	20,4	8,8	42,2	92,3	44,5	23,0	61,0	30,5	49,4	477,3	441
22-23.....	28,8	37,1	65,0	38,7	37,1	54,3	53,3	43,8	25,6	31,0	48,6	18,6	481,9	521
23-24.....	65,1	33,7	40,9	61,3	37,2	76,0	47,4	39,8	58,2	71,0	109,8	43,5	683,9	652
24-25.....	33,0	26,1	31,3	22,9	57,9	64,4	20,7	1,7	36,9	55,0	49,7	115,0	514,6	519
25-26.....	37,8	36,5	45,9	12,6	34,9	44,7	22,9	31,1	48,2	33,6	48,3	59,5	456,0	472
26-27.....	53,8	16,1	22,5	76,9	46,3	116,2	18,0	37,6	31,6	43,7	68,8	27,0	558,5	576
27-28.....	71,3	63,0	43,3	68,4	64,0	64,9	58,2	98,2	62,5	27,0	7,6	38,3	666,7	622
28-29.....	26,2	39,2	30,0	25,7	74,2	20,3	52,8	127,6	46,0	108,8	36,7	25,0	612,5	589
29-30.....	2,6	16,5	2,4	17,2	70,0	123,4	77,6	64,0	74,4	76,1	8,8	60,0	593,0	644
1830-31.....	53,9	24,5	47,3	46,3	46,7	64,2	42,5	45,5	53,1	47,7	57,5	88,6	617,8	611
31-32.....	46,7	39,7	10,6	40,2	31,1	54,3	88,8	1,8	42,8	24,0	53,2	86,3	519,5	527
32-33.....	54,2	21,4	97,0	25,5	71,3	24,0	48,1	38,8	42,8	58,3	24,4	43,5	549,3	544
33-34.....	98,5	83,3	17,8	16,1	27,7	43,8	48,7	82,3	85,0	8,0	27,3	11,5	550,0	462
34-35.....	10,8	14,0	47,9	46,0	41,8	49,5	32,7	22,2	23,6	96,7	64,0	36,2	485,4	489
35-36.....	14,8	56,2	28,5	89,3	34,7	26,2	49,4	37,5	82,9	64,2	78,7	105,3	667,7	711
36-37.....	58,2	38,8	83,3	18,1	78,0	79,2	55,9	46,2	47,6	61,7	26,0	68,6	661,6	624
37-38.....	20,7	2,7	49,5	54,6	40,2	47,0	81,1	29,2	42,6	88,7	30,4	99,1	589,6	597
38-39.....	28,2	54,1	65,1	30,6	26,1	33,8	115,8	31,4	25,7	99,3	62,2	62,1	634,4	659
39-40.....	53,2	40,2	13,7	8,2	68,0	33,8	26,5	36,0	32,1	114,1	61,3	74,5	561,6	538
1840-41.....	30,0	13,7	24,9	40,5	39,3	46,1	47,5	98,5	42,6	41,0	73,6	60,0	557,7	599
41-42.....	71,1	28,8	33,7	31,9	26,5	24,1	40,8	15,3	14,9	85,8	28,7	61,4	463,0	402
42-43.....	9,1	75,8	79,6	4,1	58,3	61,3	56,7	59,7	48,5	26,1	51,0	79,4	609,6	
43-44.....	10,2	37,6	68,7	46,0	9,3	78,2	37,1	90,5	76,3	92,9	52,1	66,9	665,8	
44-45.....	29,2	50,7	37,7	32,2	49,5	57,6	82,1	48,0	49,5	76,3	35,3	75,2	623,3	
45-46.....	78,3	77,2	20,2	53,3	74,3	42,4	38,5	23,5	85,6	66,9	87,2	28,0	675,4	
46-47.....	57,4	47,2	36,6	22,4	45,3	31,4	27,0	113,7	48,4	28,3	38,1	28,0	523,8	
47-48.....	32,7	26,9	46,5	54,8	100,5	21,3	64,5	52,6	112,3	20,0	53,1	37,6	622,8	
48-49.....	41,7	54,1	18,3	30,8	62,3	66,6	87,1	74,4	28,1	84,5	47,3	64,8	660,0	
49-50.....	48,2	49,6	30,7	19,7	57,0	61,3	24,0	44,1	158,3	33,0	62,2	50,0	638,1	

	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.
1850-51.....	49,4	42,0	21,0	76,8	74,9	36,2	12,9	86,5	28,2	29,3	45,8	43,5	546,5
51-52.....	17,9	64,6	17,9	35,4	22,9	69,8	73,4	35,5	55,5	75,2	86,5	60,3	614,9
52-53.....	53,5	80,5	18,0	29,3	69,7	49,5	46,0	47,2	71,6	32,9	54,9	11,5	564,6
53-54.....	10,1	44,7	23,7	2,1	28,0	80,4	195,4	104,4	46,6	13,6	74,4	63,9	687,3
54-55.....	59,0	28,5	36,5	44,8	9,1	89,6	52,4	40,9	38,8	12,3	61,3	27,8	501,0
55-56.....	21,7	46,4	8,3	34,6	58,5	134,6	51,3	56,5	56,1	72,0	28,9	54,6	623,5
56-57.....	33,9	63,4	15,4	25,1	56,7	56,8	74,2	14,1	63,9	75,8	58,1	11,5	548,9
57-58.....	18,3	14,8	12,6	54,1	41,2	46,6	40,2	95,4	64,9	19,5	11,5	54,0	473,1
58-59.....	62,8	28,2	17,9	18,3	51,2	40,0	72,6	31,1	25,7	77,6	107,5	46,0	578,9
59-60.....	73,7	74,9	42,3	41,0	36,1	62,3	39,0	91,6	77,2	83,0	55,6	31,8	708,5
1860-61.....	63,0	6,2	27,6	53,8	28,3	31,8	77,6	108,0	9,0	42,8	16,5	51,7	516,3
61-62.....	24,4	35,3	8,6	70,1	23,0	51,4	55,2	42,7	56,7	54,5	75,8	21,0	518,7
62-63.....	44,1	45,0	9,4	28,2	11,2	30,3	46,8	25,3	23,1	59,1	86,0	48,0	456,5
63-64.....	45,0	24,0	20,7	43,4	11,1	31,1	68,5	10,3	29,5	49,8	32,5	65,7	431,6
64-65.....	9,9	66,3	47,3	35,3	12,2	72,4	17,6	66,0	26,4	53,0	60,2	65,9	532,5
65-66.....	12,0	55,0	54,1	56,0	73,4	50,7	49,6	70,2	84,1	98,5	18,7	33,5	655,8
66-67.....	40,1	43,0	40,7	71,5	58,5	77,4	39,6	72,6	57,5	40,2	32,6	18,8	592,5
67-68.....	27,5	48,2	6,8	21,3	80,3	24,5	41,8	19,9	74,7	50,5	75,3	20,5	491,3
68-69.....	74,9	33,0	7,5	58,3	32,1	104,5	24,7	39,9	11,1	50,8	30,7	59,3	526,8
69-70.....	39,9	32,5	13,5	16,0	3,6	44,2	1,5	40,6	41,1	35,0	99,6	52,6	420,1
1870-71.....	29,9	16,6	35,3	19,0	60,2	33,8	115,7	73,1	43,5	60,8	36,2	9,6	533,7
71-72.....	16,0	59,1	29,3	22,7	36,3	70,8	43,8	64,6	48,0	30,6	66,9	128,1	616,2
72-73.....	84,6	37,3	59,1	40,4	44,5	45,2	119,7	42,4	41,8	54,7	73,1	34,8	681,2
73-74.....	5,3	29,9	17,9	9,0	18,7	23,5	41,8	55,1	28,2	59,9	54,0	39,3	382,6
74-75.....	68,9	62,0	7,8	7,4	9,5	20,3	72,3	67,7	66,0	35,0	61,2	70,1	548,2
75-76.....	18,1	11,8	51,7	64,4	20,0	18,3	65,3	17,0	74,2	83,6	40,3	50,8	515,5
76-77.....	44,5	73,9	48,1	73,9	62,6	75,7	21,5	65,1	39,4	44,2	42,7	55,5	647,1
77-78.....	49,6	23,6	12,7	35,2	74,4	70,3	74,4	30,3	69,8	16,3	113,8	68,2	638,6
78-79.....	50,4	43,1	44,8	26,3	76,7	38,5	47,7	65,3	53,0	31,6	23,5	12,4	512,7
79-80.....	10,0	9,8	38,5	3,7	52,1	4,5	69,6	71,0	39,7	45,6	98,5	39,9	482,9
1880-81.....	52,5	58,7	25,0	40,3	48,5	34,0	38,7	33,4	56,8	91,3	27,1	30,7	537,0
81-82.....	25,9	8,8	19,0	33,1	65,2	28,0	31,5	43,0	41,4	63,7	55,8	115,3	530,7
82-83.....	66,5	52,7	29,0	13,8	22,6	34,8	43,2	59,7	34,0	73,3	71,4	58,4	559,4
83-84.....	20,5	28,1	36,5	20,7	19,3	37,7	45,2	23,9	44,0	31,2	15,8	18,3	341,2
84-85.....	66,5	15,0	40,5	43,5	45,3	32,0	74,4	11,2	31,4	52,1	103,5	51,4	566,8

Nombre de jours de pluie à Paris. — Le nombre de jours de pluie annuel et sa répartition suivant les mois est un élément important de chaque climat; il varie, suivant les contrées de la Terre, de quelques jours dans les déserts à deux cents jours et même davantage dans certains pays.

Quoique cela paraisse extrêmement simple, au premier abord, de noter le nombre de jours de pluie dans un temps donné, il y a de graves difficultés dans la pratique. Il est généralement convenu aujourd'hui qu'on doit appeler *jour de pluie* toute journée dans laquelle on a recueilli de l'eau au pluviomètre; mais tout instrument exige une certaine quantité d'eau pour être mouillé et ce n'est qu'après qu'il donne une indication; chaque pluviomètre doit avoir sa correction particulière. Nous avons déjà dit que nos instruments en zinc de $0^{m},20$ de diamètre, et multipliant la hauteur de pluie par 10, exigent $0^{mm},15$ d'eau pour être

complètement mouillés; or les petites pluies sont très nombreuses; à l'observatoire du Parc, où toutes les circonstances atmosphériques sont notées avec soin, il y a, depuis quatorze ans, 169 jours de pluie chaque année; 14 à 15 jours fournissent plus de 10^{mm} d'eau, et 55 en donnent moins de 1^{mm}; de plus, il y a 38 jours pendant lesquels il est tombé des gouttes ou de la bruine ou des pluies insuffisantes pour marquer au pluviomètre; parmi ces dernières, il y en a certainement une douzaine qui ont mouillé le pavé et devraient être comptées comme jours de pluie.

J'ai trouvé qu'il faut $0^{mm},1$ d'eau pour mouiller le pavé ou l'asphalte. C'est un fait très saillant et très propre à servir de point de départ. On appellerait *jour de pluie* toute journée dans laquelle le pavé a été mouillé. On aurait ainsi une manière très simple de s'entendre, indépendamment de la variété des instruments et des mesures.

La difficulté de séparer les jours pendant lesquels il est tombé de la neige, de la grêle, du grésil, de ceux où il est tombé de la pluie fait qu'aujourd'hui on est convenu généralement d'appeler *jours de pluie* ceux pendant lesquels il est tombé de l'eau sous forme quelconque, en notant indépendamment les jours de neige, de grêle ou de grésil.

Malheureusement, beaucoup d'observations anciennes ont noté ou essayé de noter séparément la pluie et la neige, sans qu'on puisse aujourd'hui rétablir le nombre de jours de pluie d'après le système actuel.

Certains observateurs, comme Bérigny à Versailles, ont appelé *jours de pluie* ceux qui avaient fourni au moins 1^{mm} d'eau : de 1847 à 1881, il n'en trouve que 104; mais, en relevant, dans les observations textuelles imprimées, le nombre de jours où l'on a recueilli de l'eau au pluviomètre, j'en trouve 173.

Depuis quelques années, à l'observatoire de Paris, on n'appelle aussi *jours de pluie* que ceux qui ont fourni au moins 1^{mm} d'eau. Comme pour Versailles, j'ai relevé, au moyen des observations publiées textuellement, le nombre total de jours où l'on a recueilli de l'eau au pluviomètre. Pendant plusieurs années, l'Observatoire n'a publié aucun résumé, et dans les observations textuelles on ne peut trouver le nombre de jours pluvieux; de 1854 à 1860, ceux du Tableau ci-dessous sont ceux trouvés par Barral; tous les chiffres de ce Tableau sont empruntés aux sources diverses que j'ai énumérées dans mon travail sur la pression atmosphérique à Paris; ils n'ont pas tous la même valeur : de 1753 à 1815, on en compte par an 142; de 1816 à 1845, ce nombre est de 154; de 1846 à 1882, il est de 152; la moyenne des cent trente ans est 147; le nombre de jours de neige n'y est pas compris dans le plus grand nombre des années.

Nombre de jours de pluie par mois

(à Paris jusqu'à juillet 1776, puis à Montmorency jusqu'à mai 1786, ensuite à Paris).

Années.	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.
1752-53...	13	12	10	11	16	7	8	12	12	5	12	14	132
53-54...	12	9	5	10	13	13	11	8	11	2	8	11	113
54-55...	9	8	15	10	17	6	12	14	15	13	13	17	149
55-56...	12	11	7	12	14	14	17	14	14	11	8	8	142
56-57...	8	13	6	17	11	14	5	10	18	11	8	15	136
57-58...	17	11	17	13	11	7	12	28	14	10	9	2	151
58-59...	12	11	9	19	11	7	18	6	19	4	8	12	136
59-60...	9	16	13	9	7	15	13	18	8	9	17	12	146
1760-61...	9	2	14	7	11	18	15	10	13	12	13	18	142
61-62...	9	13	14	18	9	9	10	5	16	13	13	7	136
62-63...	0	3	12	9	6	13	14	22	14	14	11	8	126
63-64...	12	18	10	11	18	7	10	12	11	14	17	15	155
64-65...	13	15	10	22	19	9	11	9	15	8	23	9	163
65-66...	9	12	13	13	13	16	16	16	7	3	11	7	136
66-67...	7	13	19	16	13	20	14	21	11	11	14	16	175
67-68...	6	10	12	8	18	10	18	18	18	17	20	16	171
68-69...	11	13	22	10	11	14	20	4	6	14	12	15	152
69-70...	18	17	11	17	19	20	21	16	9	17	15	16	196
1770-71...	20	16	7	17	7	15	15	13	14	12	12	8	156
71-72...	16	19	15	14	18	10	12	9	7	19	13	17	169
72-73...	7	18	13	4	15	20	17	13	8	15	13	18	161
73-74...	22	16	20	17	20	21	19	11	10	14	8	19	197
74-75...	10	14	17	17	7	12	12	15	15	11	16	13	159
75-76...	7	11	21	11	9	12	12	7	16	13	6	15	140
76-77...	14	14	11	12	8	24	13	17	5	5	10	10	143
77-78...	12	14	15	15	11	11	12	13	3	6	16	16	144
78-79...	13	2	5	5	15	15	17	16	7	15	9	13	132
79-80...	19	12	14	11	26	12	9	11	11	16	18	14	173
1780-81...	2	10	19	2	8	6	13	8	12	15	6	12	113
81-82...	12	20	7	17	17	25	6	10	17	5	15	7	158
82-83...	5	15	5	4	8	14	8	6	9	12	6	9	101
83-84...	5	12	13	10	9	4	9	7	11	7	6	9	102
84-85...	14	11	12	5	3	4	6	14	12	12	7	10	110
85-86...	3	7	7	16	4	4	12	6	10	7	8	8	92
86-87...	11	3	4	7	15	13	8	16	10	9	20	13	129
87-88...	16	10	17	17	14	11	20	10	13	11	4	4	147
88-89...	12	7	20	21	15	10	20	15	6	11	13	14	164
89-90...	13	12	7	9	3	10	5	17	5	8	9	10	108
1790-91...	15	14	13	4	9	9	9	12	9	7	12	8	121
91-92...	21	17	10	15	10	17	12	15	13	17	18	9	174
92-93...	13	16	15	16	9	12	17	9	2	13	8	13	143
93-94...	8	12	11	12	11	17	7	10	14	13	15	14	144
94-95...	8	11	19	21	13	5	20	11	9	4	19	15	155
95-96...	14	10	13	8	5	17	14	17	9	9	14	12	142
96-97...	17	9	2	6	16	10	16	3	8	5	7	6	105

	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.
1797-98...	14	12	3	11	3	11	7	13	5	15	12	11	117
98-99...	5	8	14	8	14	11	9	7	11	13	14	9	123
99-1800.	8	12	2	8	15	10	6	1	11	13	12	16	114
1800-01...	18	13	13	14	6	11	12	21	7	7	11	16	149
01-02...	18	7	13	7	7	6	12	8	6	4	8	11	107
02-03...	14	13	12	6	13	10	14	2	3	4	7	19	117
03-04...	26	17	14	6	16	13	6	18	9	4	11	12	152
04-05...	11	14	10	9	16	5	10	14	9	12	14	7	131
05-06...	15	15	13	15	10	13	6	10	10	11	5	14	137
06-07...	14	10	14	7	9	15	6	3	13	11	9	18	129
07-08...	7	11	9	5	12	6	12	12	11	14	19	11	129
08-09...	13	19	12	7	13	9	12	15	15	19	3	11	148
09-10...	18	1	8	12	11	10	4	18	12	8	11	18	131
1810-11...	20	15	13	6	16	15	12	10	11	9	12	14	153
11-12...	18	16	17	22	14	10	14	10	12	8	16	6	163
12-13...	6	9	8	8	14	19	15	22	9	9	19	13	151
13-14...	12	16	7	10	15	9	18	8	15	6	15	15	146
14-15...	19	16	9	17	15	10	18	12	9	8	15	11	159
15-16...	11	14	6	12	9	18	11	26	11	16	12	15	161
16-17...	17	15	17	11	4	16	15	14	14	12	13	15	163
17-18...	9	17	7	20	18	13	7	4	6	16	9	9	135
18-19...	4	14	17	12	10	13	13	12	9	10	9	15	138
19-20...	11	11	7	7	6	16	14	9	10	6	13	5	115
1820-21...	13	14	3	15	18	17	13	15	11	14	9	15	157
21-22...	18	14	7	7	8	12	15	14	16	10	15	17	153
22-23...	6	6	20	15	9	18	15	22	11	8	17	8	155
23-24...	21	10	14	17	11	18	15	18	17	11	19	22	193
24-25...	20	17	5	8	10	13	6	2	15	9	16	21	142
25-26...	14	5	11	9	9	12	4	10	10	11	13	15	123
26-27...	19	10	4	19	9	17	13	7	10	15	16	12	151
27-28...	17	13	13	17	13	14	13	24	18	13	11	11	177
28-29...	11	5	10	9	22	9	15	23	16	23	15	12	170
29-30...	1	4	5	8	20	17	24	14	12	22	6	9	142
1830-31...	12	8	18	19	14	14	13	12	15	13	14	17	169
31-32...	12	9	8	9	10	12	15	2	16	8	14	15	130
32-33...	14	4	22	11	20	5	11	12	8	17	11	12	147
33-34...	25	18	9	6	6	11	12	17	10	5	13	7	139
34-35...	7	7	16	12	9	12	12	7	10	18	16	9	135
35-36...	6	18	16	21	12	8	13	11	10	19	16	24	174
36-37...	15	14	14	7	12	20	12	17	11	9	12	17	160
37-38...	9	4	12	15	11	16	20	14	11	14	13	19	158
38-39...	10	15	12	9	13	15	13	8	12	19	15	13	154
39-40...	17	13	7	6	4	13	14	20	13	19	12	19	157
1840-41...	7	15	12	12	18	17	16	24	16	15	18	20	190
41-42...	21	7	12	14	6	14	17	9	8	19	10	11	148
42-43...	6	15	11	4	21	23	15	14	10	11	20	12	162
43-44...	7	17	17	16	6	13	11	21	17	12	16	17	170
44-45...	6	10	15	13	16	22	18	17	16	14	6	17	170
45-46...	21	8	4	13	13	9	8	7	12	11	13	4	123
46-47...	5	11	5	6	15	11	12	5	11	11	8	15	115
47-48...	9	3	17	19	18	6	14	9	13	4	9	12	133
48-49...	13	14	4	5	14	11	9	8	7	14	11	7	117
49-50...	9	6	11	5	18	11	5	13	10	6	13	13	120

	Déc.	Janv.	Févr.	Mars.	Avril.	Mai.	Juin.	Juill.	Août.	Sept.	Oct.	Nov.	Année.
1850-51...	7	7	4	21	15	9	5	16	7	6	11	12	120
51-52...	6	16	8	7	7	18	15	8	20	12	10	14	141
52-53...	14	19	9	11	22	16	15	13	12	14	20	15	180
53-54...	7	15	16	7	9	21	21	16	11	5	17	19	164
54-55...	26	9	12	19	12	20	14	15	12	9	24	11	183
55-56...	22	19	10	10	17	28	14	17	16	23	6	18	200
56-57...	16	20	8	15	22	15	15	6	12	17	17	13	176
57-58...	6	12	11	13	14	14	8	17	14	13	12	10	144
58-59...	20	15	12	14	16	14	14	5	12	17	20	13	172
59-60...	18	17	14	20	16	16	17	16	24	16	14	11	199
1860-61...	19	4	18	25	7	11	23	18	1	10	4	22	162
61-62...	16	12	7	13	7	9	8	7	8	13	13	6	119
62-63...	11	18	8	11	12	9	15	6	10	11	24	21	156
63-64...	20	14	12	18	8	10	16	6	8	17	6	16	151
64-65...	8	20	18	11	8	12	4	13	15	3	19	18	149
65-66...	7	17	24	17	15	10	13	15	21	20	10	17	186
66-67...	16	12	14	15	11	6	10	7	2	5	10	13	121
67-68...	14	19	10	14	17	7	5	10	13	6	15	14	144
68-69...	26	17	10	18	12	21	10	6	8	10	14	16	168
69-70...	23	19	12	11	4	7	2	8	10	8	18	14	136
1870-71...	12	15	18	9	15	4	17	11	7	15	11	7	141
71-72...	6	14	11	9	11	17	9	13	11	7	14	23	145
72-73...	22	11	14	14	9	12	14	8	12	13	12	12	153
73-74...	10	15	11	9	9	11	12	9	10	18	16	14	144
74-75...	22	21	13	6	6	11	18	15	11	11	19	19	172
75-76...	15	9	19	23	13	11	10	5	15	20	8	17	165
76-77...	21	21	21	21	18	15	9	16	11	12	9	20	194
77-78...	16	7	5	10	11	13	11	5	11	3	10	17	119
78-79...	9	10	17	11	22	17	20	21	13	9	11	5	165
79-80...	3	4	15	2	11	1	14	11	15	11	16	12	115
1880-81...	18	13	9	12	16	7	9	9	14	13	7	5	132
81-82...	11	7	6	13	13	11	21	17	16	18	25	23	181

Nombres mensuels de jours de pluie à Paris.

(I, 19 ans de 1698 à 1716; II, 125 ans de 1757 à 1881.)

	Mois inégaux.		Mois égaux.	
	I.	II.	I.	II.
Décembre.....	16,4	12,9	16,1	12,6
Janvier.....	14,8	12,3	14,5	12,1
Février.....	14,5	11,9	15,6	12,8
Mars.....	16,4	12,0	16,1	11,8
Avril.....	16,3	12,2	16,5	12,4
Mai.....	15,6	12,7	15,3	12,5
Juin.....	14,7	12,5	14,9	12,7
Juillet.....	14,8	12,2	14,6	11,9
Août.....	13,8	11,3	13,5	11,1
Septembre.....	13,4	11,5	13,6	11,7
Octobre.....	15,1	12,7	14,8	12,4
Novembre.....	14,3	13,1	14,5	13,3
Année.....	180,1	147,3	180,0	147,3

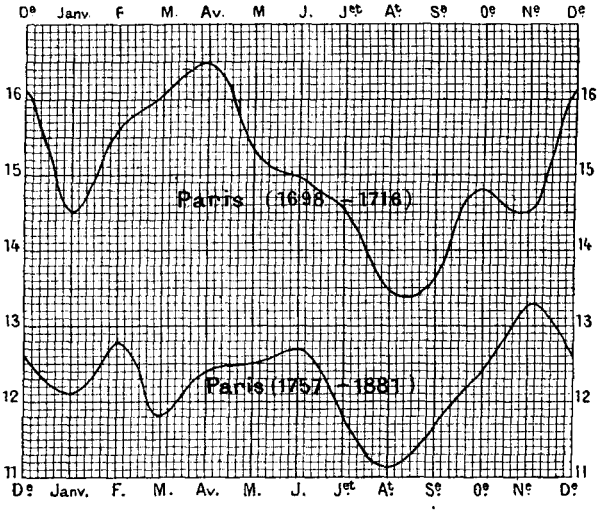
Les observations de Paris ne donnent pas le moyen de déterminer le nombre de jours de neige; à l'Observatoire, on n'en compte que 10 ou 11. Au Parc de Saint-Maur, depuis quatorze ans (1873-1886), il y en a 13 ou 14.

On ne trouve pas plus de renseignements sur le nombre de jours pendant lesquels la terre a été couverte de neige, ni sur la hauteur de la couche de neige, tous faits importants à connaître.

Tout ce qu'on peut dire aujourd'hui, c'est ce qui suit :

La neige sous le climat de Paris est très irrégulière; elle ne manque jamais complètement dans un hiver; mais quelquefois il n'y en a que 1 ou 2 jours, d'autres fois 25 ou 30 jours.

Fig. 2.



Nombre de jours de pluie par mois (mois égaux).

La couche de neige n'atteint ordinairement que $0^m,06$ à $0^m,12$; mais dans les grands hivers, comme en décembre 1879, elle atteint $0^m,40$.

Variations extrêmes. — On peut poser les questions suivantes :

Y a-t-il des mois sans pluie?

Quel est le plus grand nombre de jours de pluie dans un mois?

Quelle est la plus grande quantité de pluie tombée dans un mois?

Combien peut-il tomber d'eau dans une seule averse ou en vingt-quatre heures?

La pluie étant un phénomène très irrégulier, surtout pendant les orages, la réponse à plusieurs de ces questions exigerait une très longue série d'observations; malheureusement, les observations de Paris, publiées par totaux mensuels, ne permettent pas d'y répondre.

On trouve dans les Tableaux de l'Observatoire des mois sans pluie mesurée.

La première indication de ce genre se rapporte à février 1725. Maraldi n'en parle pas dans son résumé : il est donc difficile d'en rien dire ; elle me semble fort douteuse à une époque où les observations étaient si défectueuses et où la neige notamment échappait presque toute.

Octobre 1752 ; point d'autre indication.

En janvier 1779, mêmes remarques : c'est encore la neige qui a fait défaut ; Cotte a recueilli $2^{mm},9$ d'eau.

Mars 1781, pluie 0 à l'Observatoire ; Cotte a recueilli $4^{mm},7$.

Janvier 1795, pluie 0 à l'Observatoire ; Cotte a noté $27^{mm},1$.

Mars 1796, pluie 0 à l'Observatoire ; Cotte a noté $14^{mm},1$.

En janvier 1810, Cotte et l'Observatoire portent 0 au pluviomètre ; mais l'Observatoire a noté, le 1er janvier, pluie ; le 20, flocons de neige dans la journée et neige le soir ; le 22, flocons de neige dans la journée et neige le soir. La neige étant presque toute perdue à cette époque, cette double indication est sans valeur. La neige est encore perdue aujourd'hui, du moins en grande partie, dans tous les lieux d'observation où l'on n'emploie pas les pluviomètres chauffés.

Des séries de 22 ou 23 jours de pluie dans un mois, même en été, ne sont pas rares ; mais des séries de 26 ou 27 le sont beaucoup plus. Un mois remarquable sous ce rapport, c'est juillet 1758 : il y a eu 28 jours de pluie et 1 jour qui a donné des gouttes ; les 26 et 29 juillet seuls ont été sans pluie ; mais nous n'avons aucune indication sur la quantité de pluie tombée dans ce mois.

Les plus grandes quantités de pluie mensuelles se présentent en été : il n'est pas rare d'avoir dans un de ces mois 115^{mm} à 120^{mm} d'eau ; la plus grande hauteur connue est $195^{mm},4$ en juillet 1854, dans la cour de l'Observatoire. En janvier, les hauteurs maxima sont bien moindres ; les plus remarquables sont : janvier 1806, $73^{mm},6$ dans le pluviomètre de la terrasse, qui peut correspondre à 85^{mm} ou 88^{mm} dans la cour ; et $80^{mm},5$ en janvier 1853.

Dans bien des cas, on a besoin de connaître ce qu'il peut tomber d'eau en vingt-quatre heures, ou encore ce que peut fournir une violente averse de courte durée ; malheureusement, les registres de l'Observatoire ne fournissent que peu de renseignements sur ce sujet, si ce n'est depuis une trentaine d'années.

La plus forte averse que Cotte ait observée à Montmorency est 29 lignes ou $45^{mm},1$, de 4^h à 7^h du soir, le 29 juin 1811.

A Paris, la plus grande averse connue est celle du 9 septembre 1865 qui a fourni, dans le pluviomètre de la terrasse, $51^{mm},9$ d'eau ; il paraît que celui de la cour avait débordé ; cette averse a duré de midi 45^m à 3^h. Au parc de Saint-Maur, le 19 août 1875, il est tombé au matin, en trois heures quarante-cinq minutes, $50^{mm},9$ d'eau, et la nuit suivante $15^{mm},5$: total $66^{mm},4$ en vingt-quatre heures environ. Le 8 septembre 1880, une averse de cinq minutes a donné 15^{mm} d'eau, et le 26 mai 1881, deux orages ont donné $47^{mm},6$ en cinq heures.

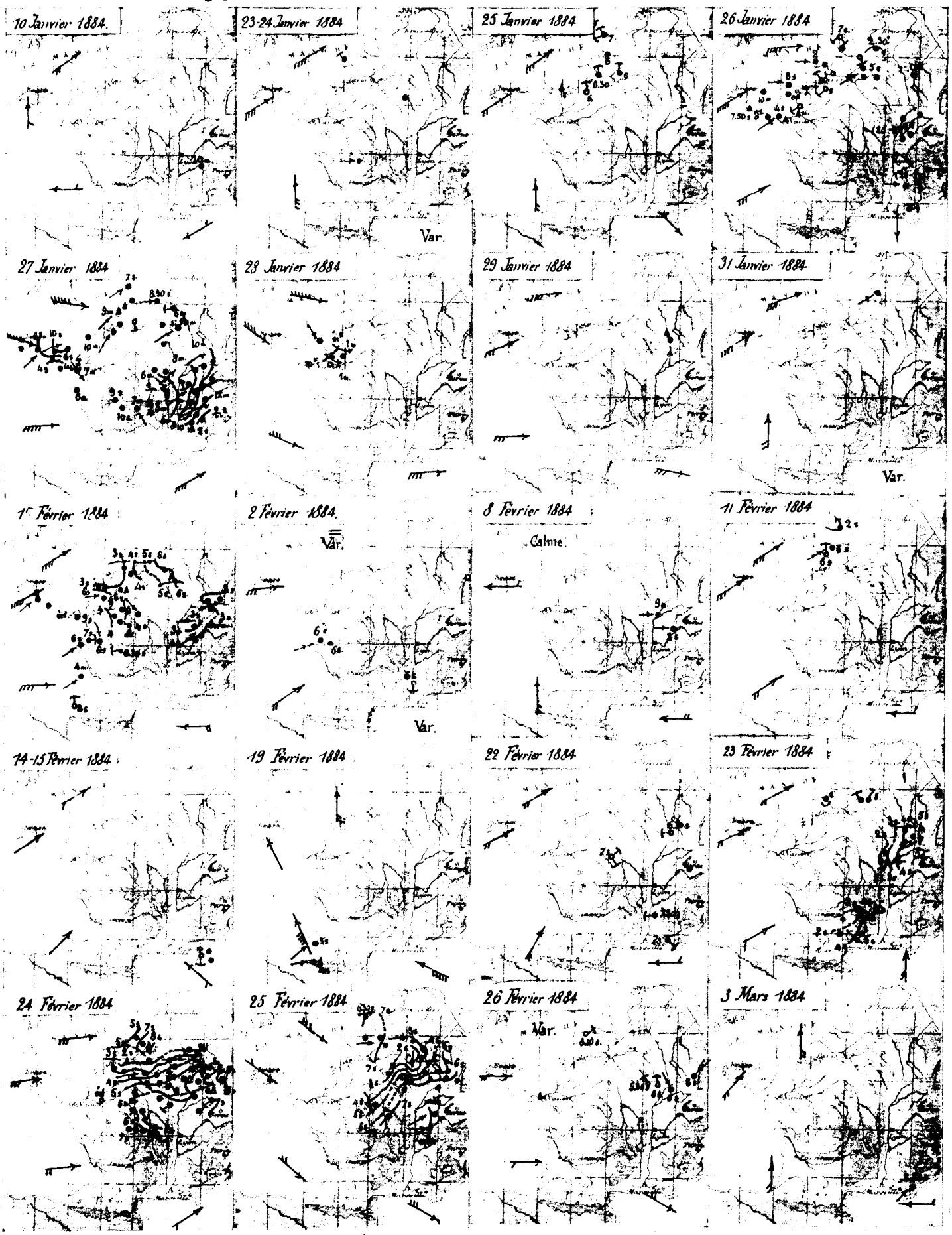
A Versailles, M. Bérigny a recueilli, dans son pluviomètre placé sur le toit, $103^{mm},5$ d'eau, du 25 au 26 juillet 1847, en moins de vingt-quatre heures.

On ne peut assigner de limites aux quantités d'eau d'une averse ; car on connaît, dans des climats qui diffèrent peu de celui de Paris, des hauteurs d'eau énormes tombées dans un temps très court : à Vendôme, le 4 octobre 1886, une averse de 56^{mm} d'eau, qui n'a guère duré que quarante minutes, a produit de grands dégâts dans la campagne.

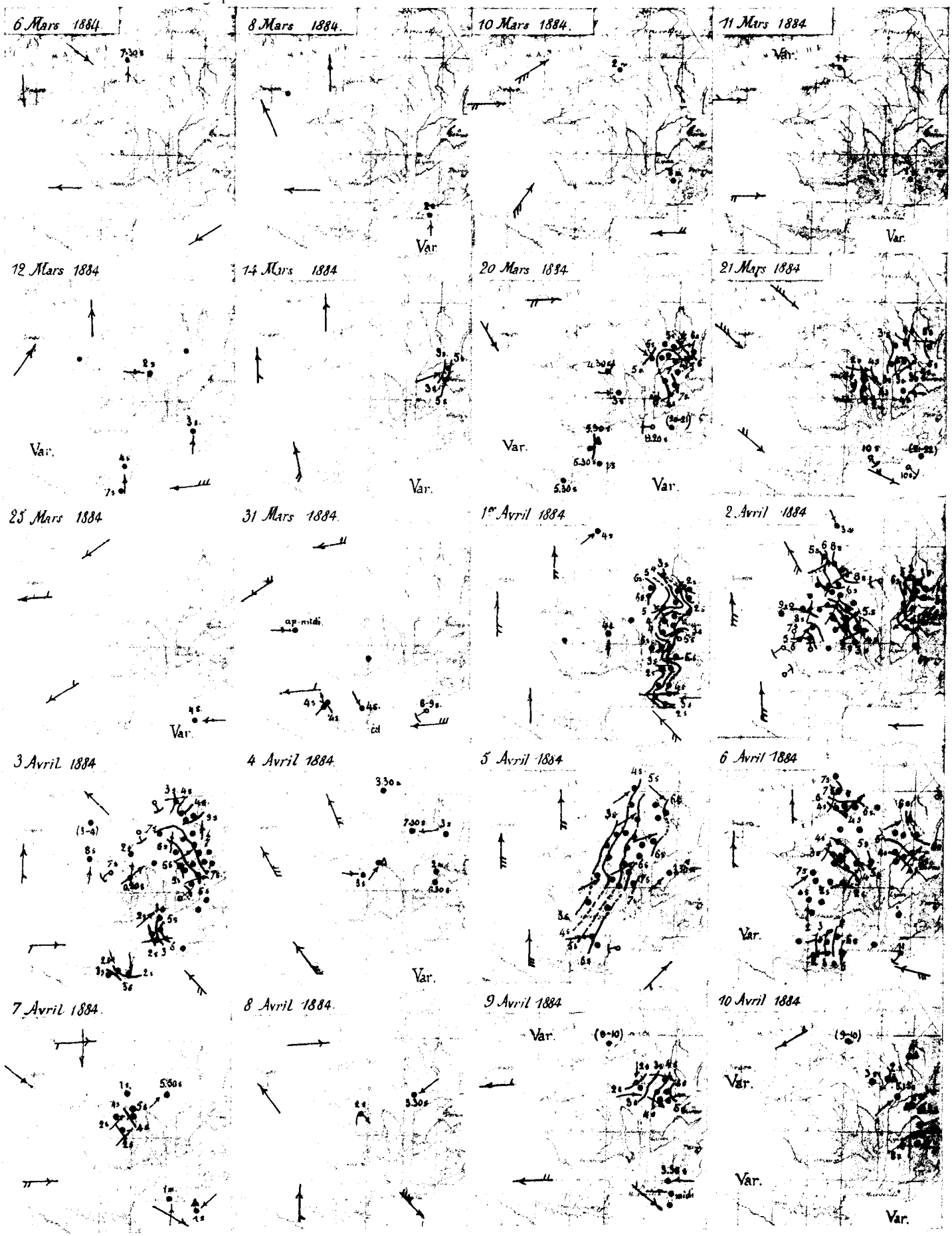
Enfin, en Belgique, à Louvain, il est tombé $150^{mm},8$ d'eau, du 4 juin 1839 à midi au 5 juin à 8^{h} du matin; à Bruxelles en même temps on en recueillait $112^{mm},8$.

PLANCHES.

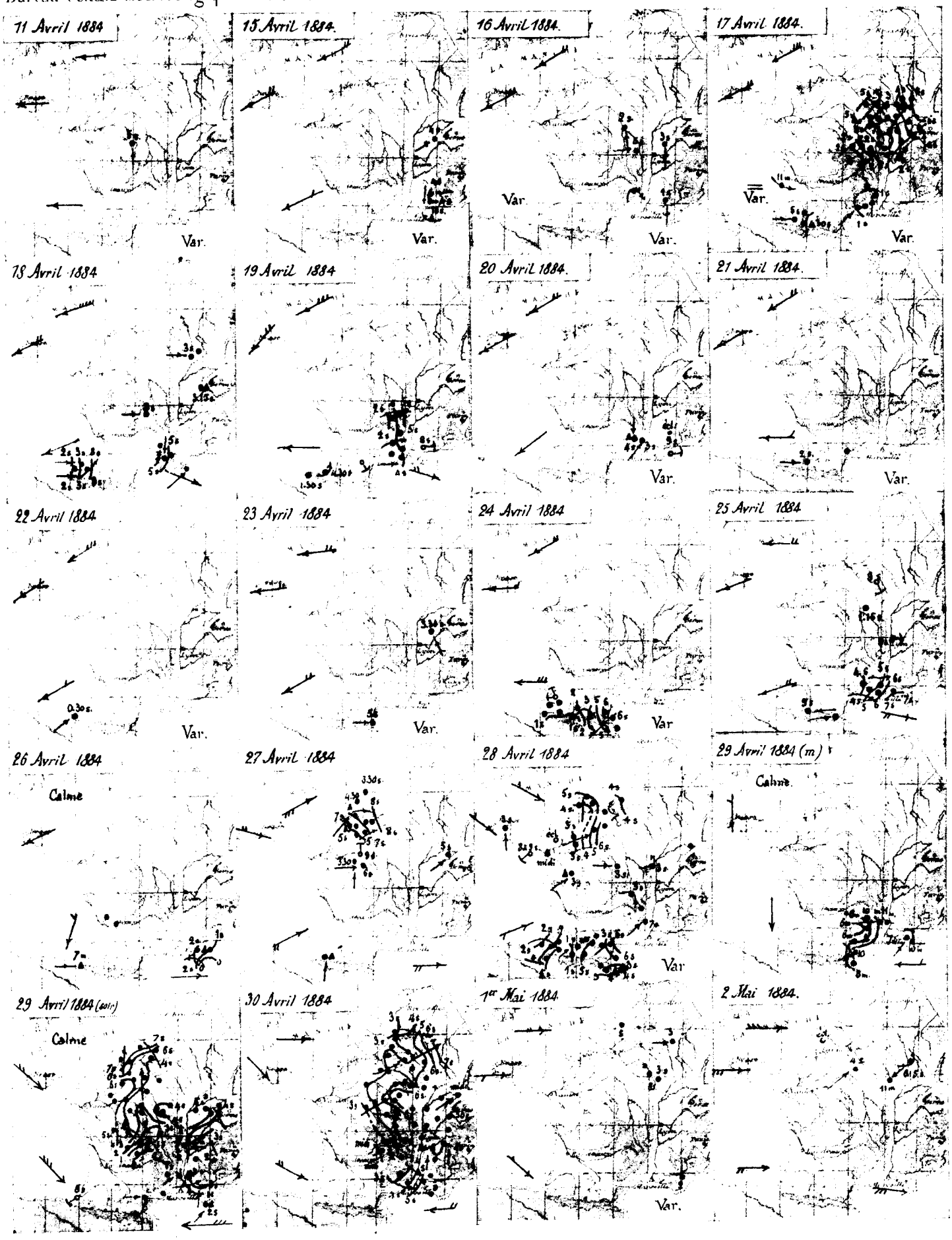
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884



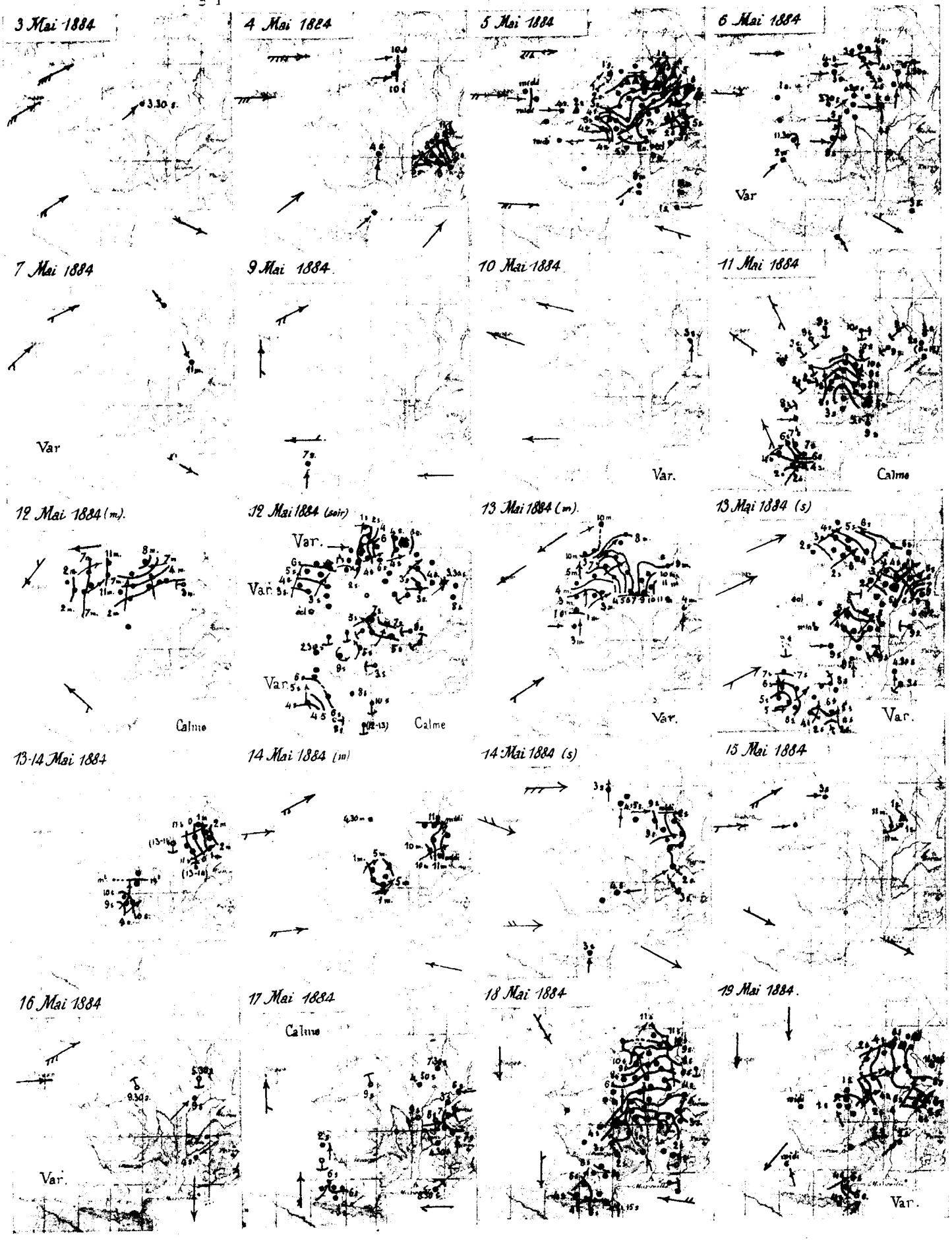
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884



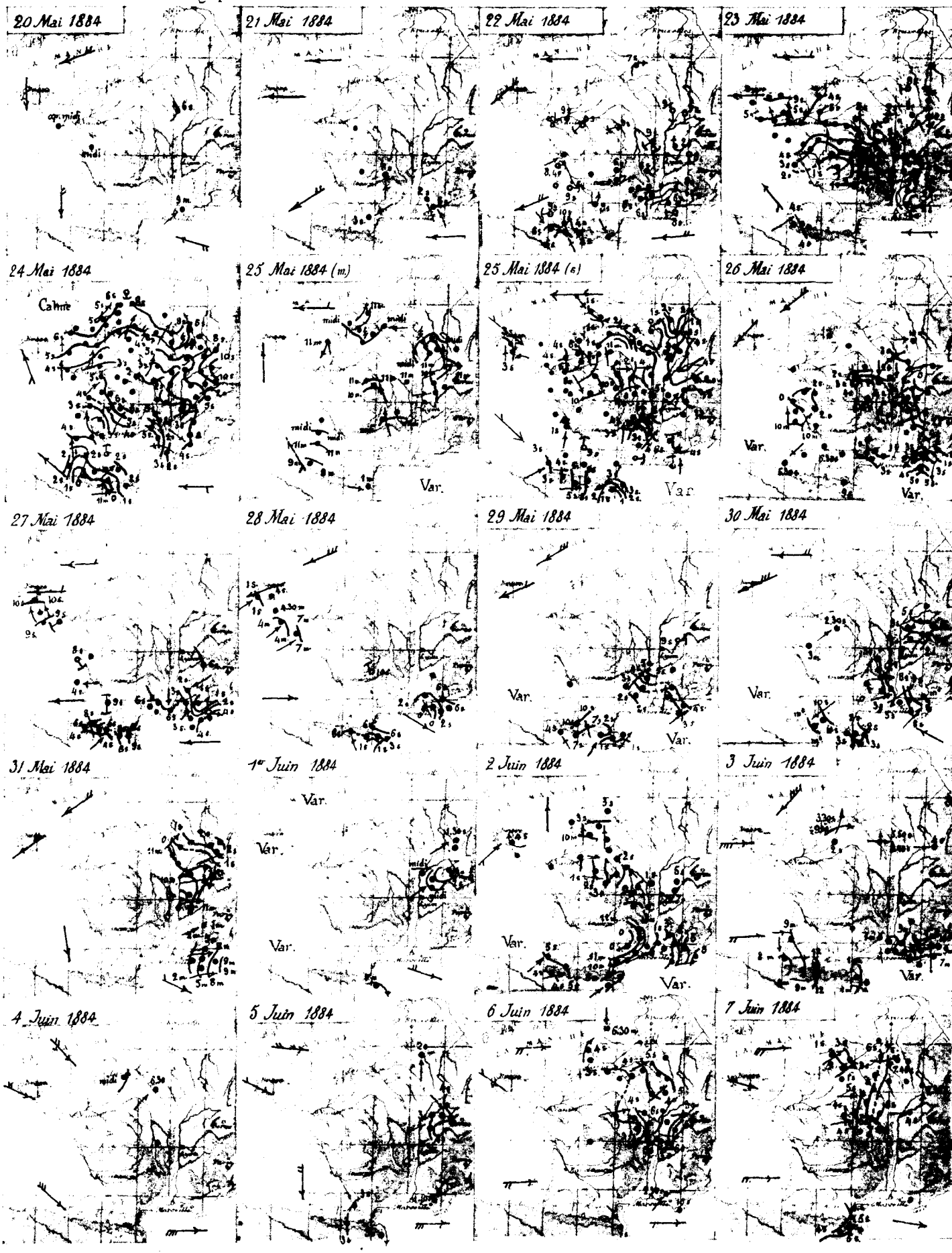
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884



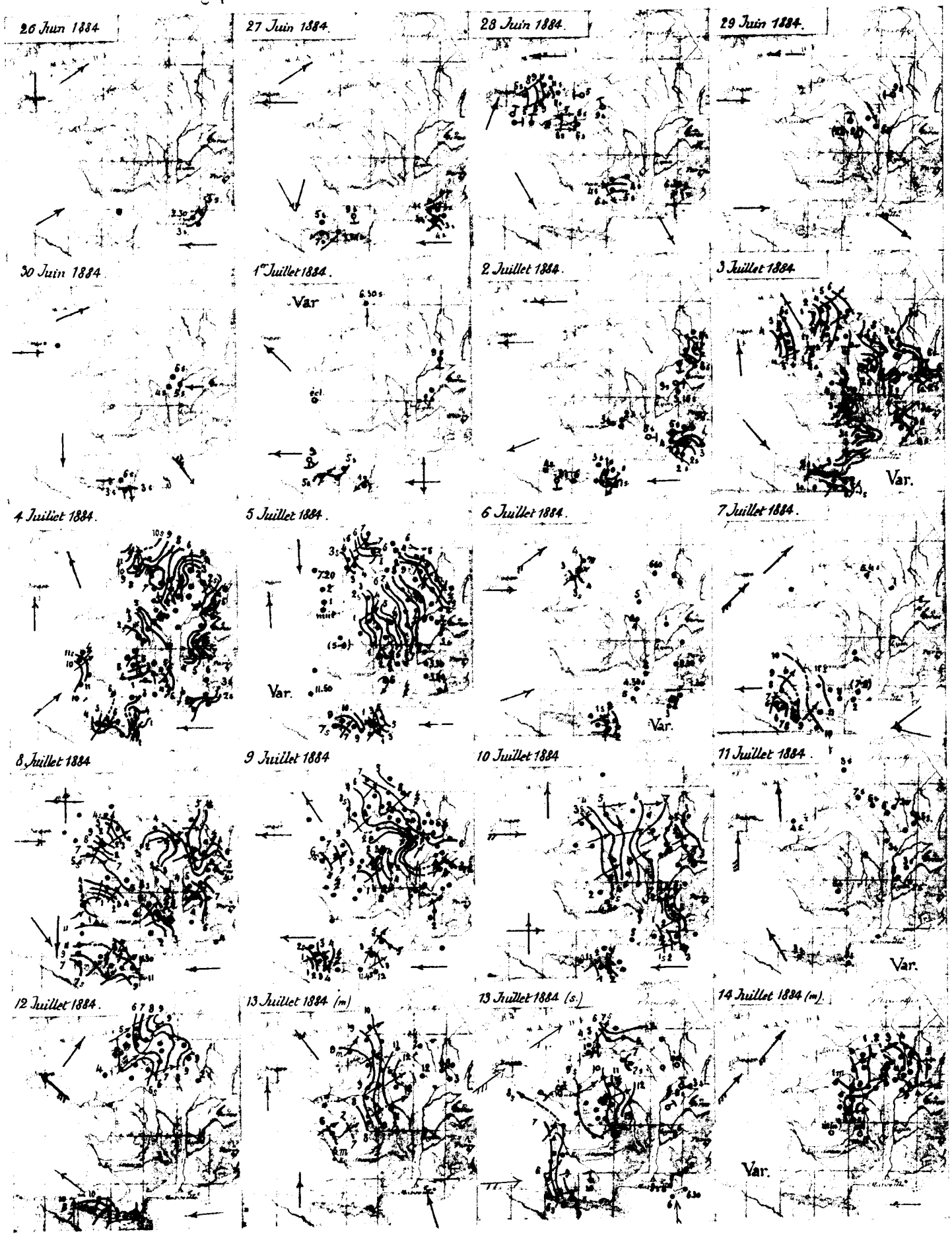
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

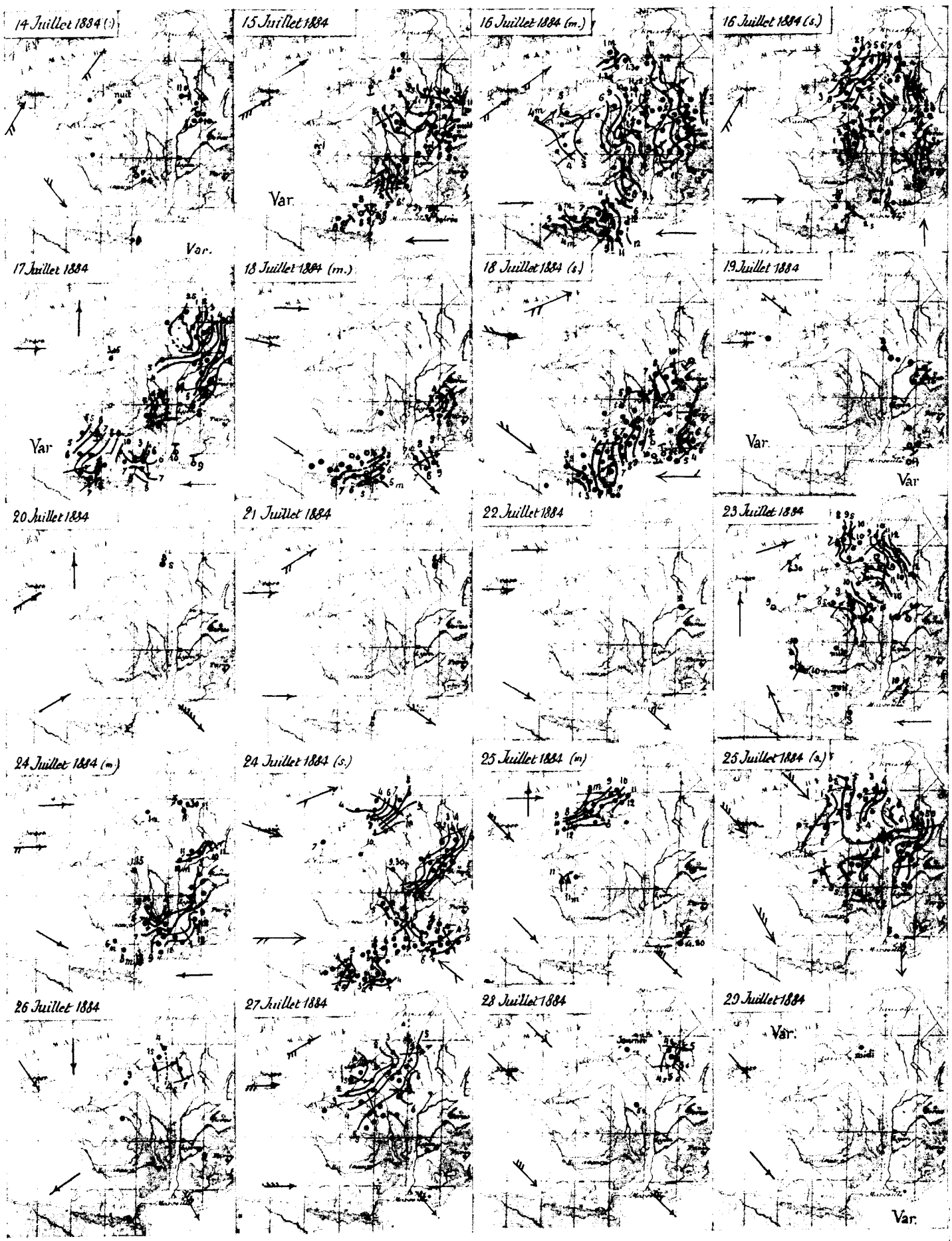


CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

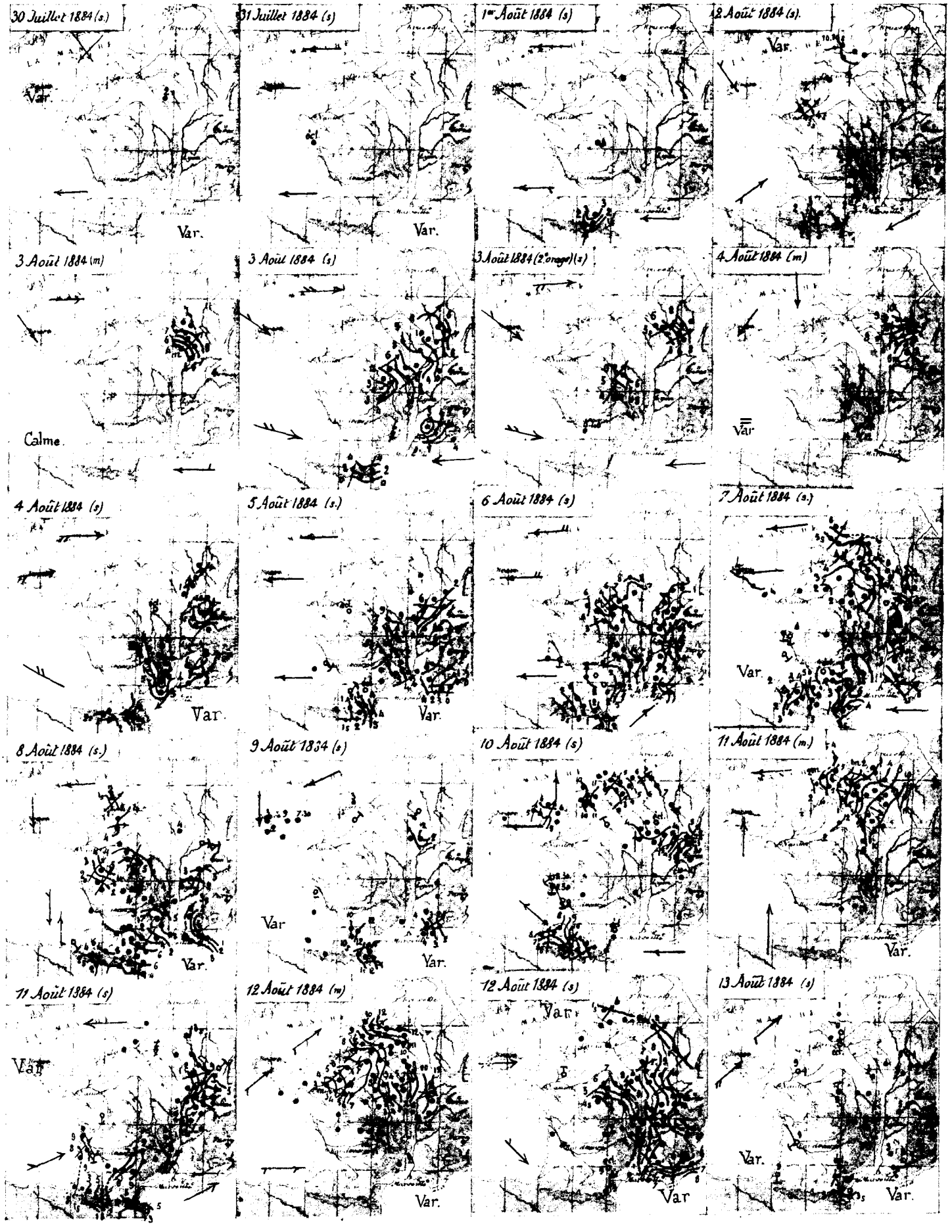


CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

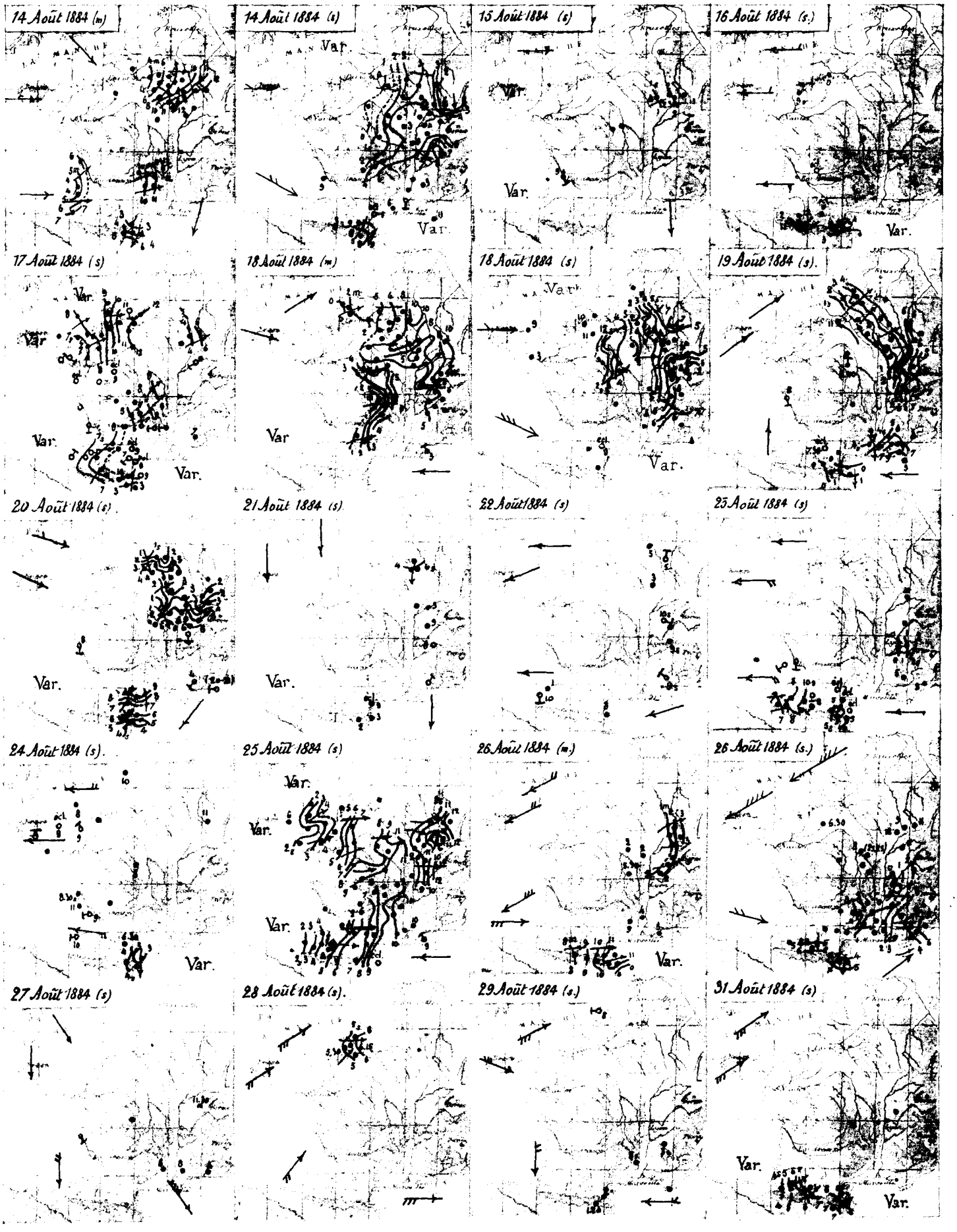



14 Juillet 1884 (s.)
15 Juillet 1884
16 Juillet 1884 (m.)
16 Juillet 1884 (s.)
17 Juillet 1884
18 Juillet 1884 (m.)
18 Juillet 1884 (s.)
19 Juillet 1884
20 Juillet 1884
21 Juillet 1884
22 Juillet 1884
23 Juillet 1884
24 Juillet 1884 (m.)
24 Juillet 1884 (s.)
25 Juillet 1884 (m.)
25 Juillet 1884 (s.)
26 Juillet 1884
27 Juillet 1884
28 Juillet 1884
29 Juillet 1884
Var.

CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

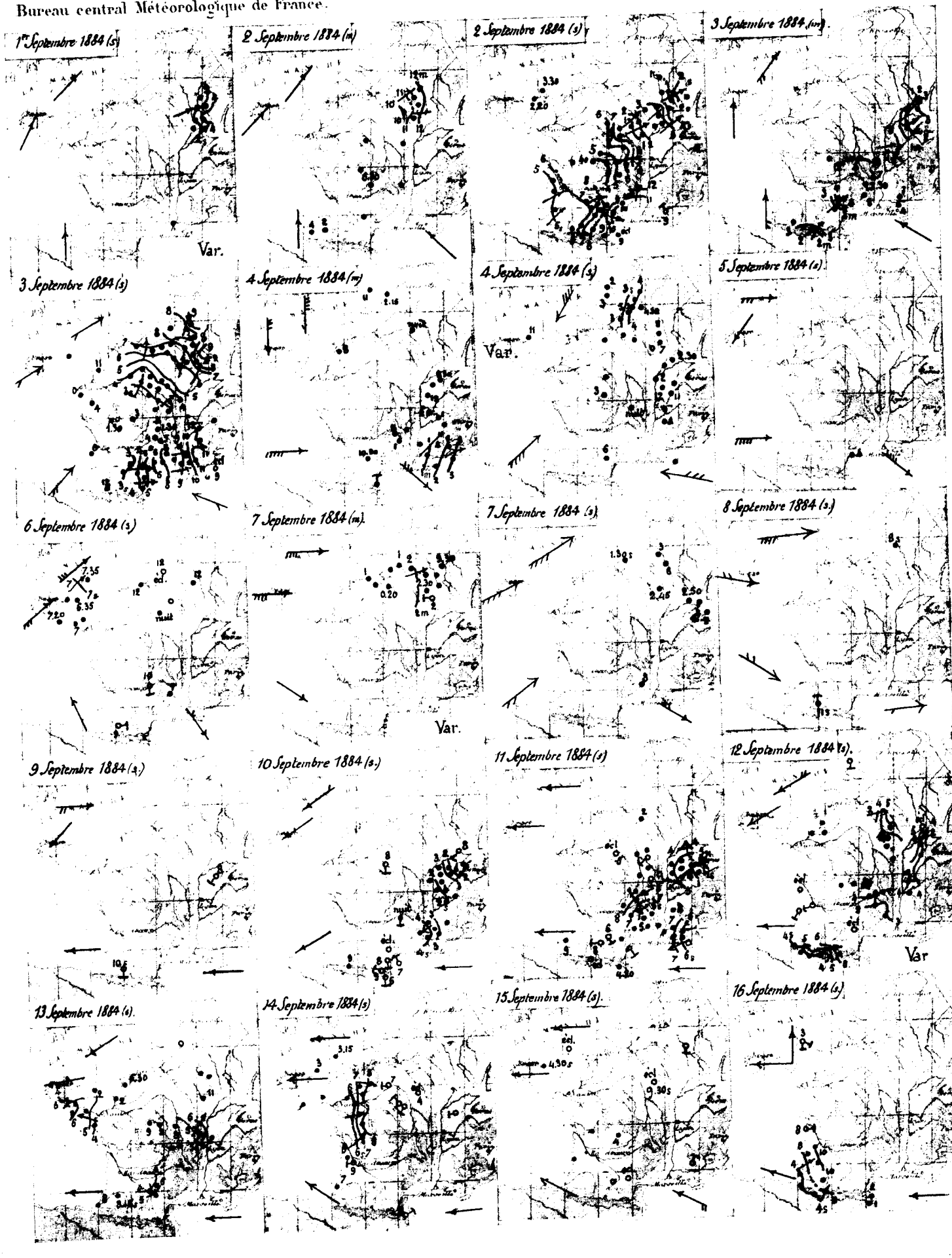


CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

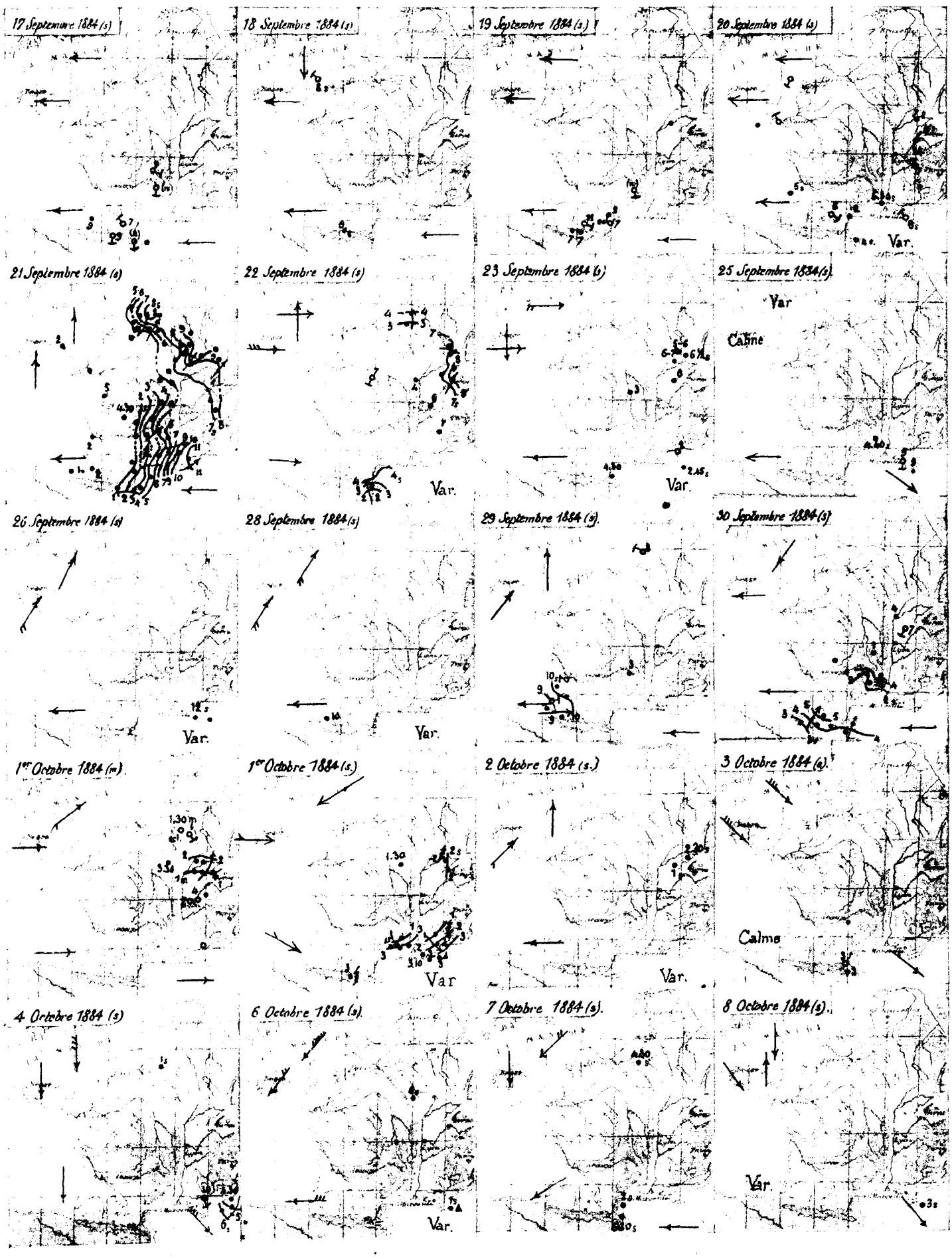


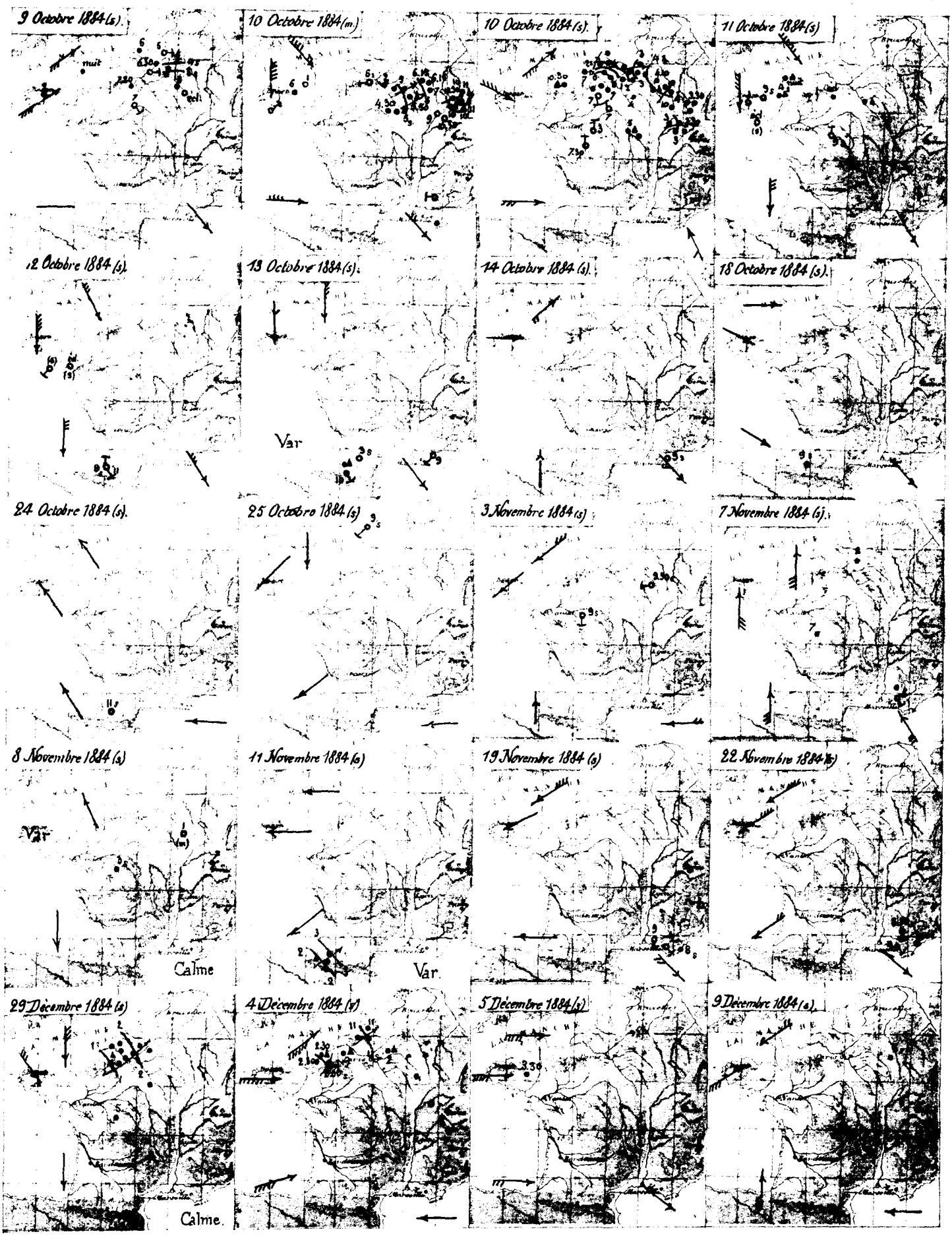
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884

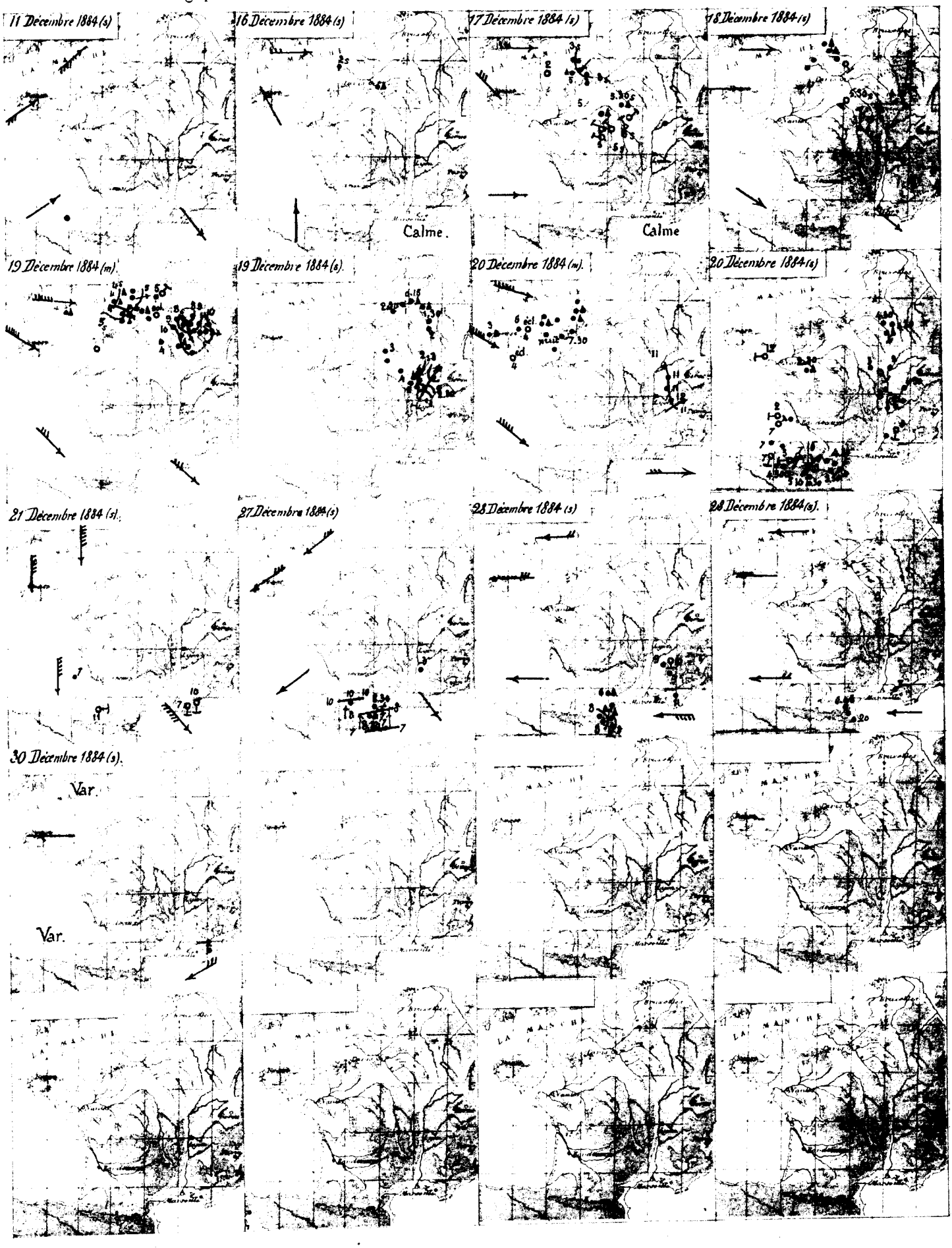
Bureau central Météorologique de France.



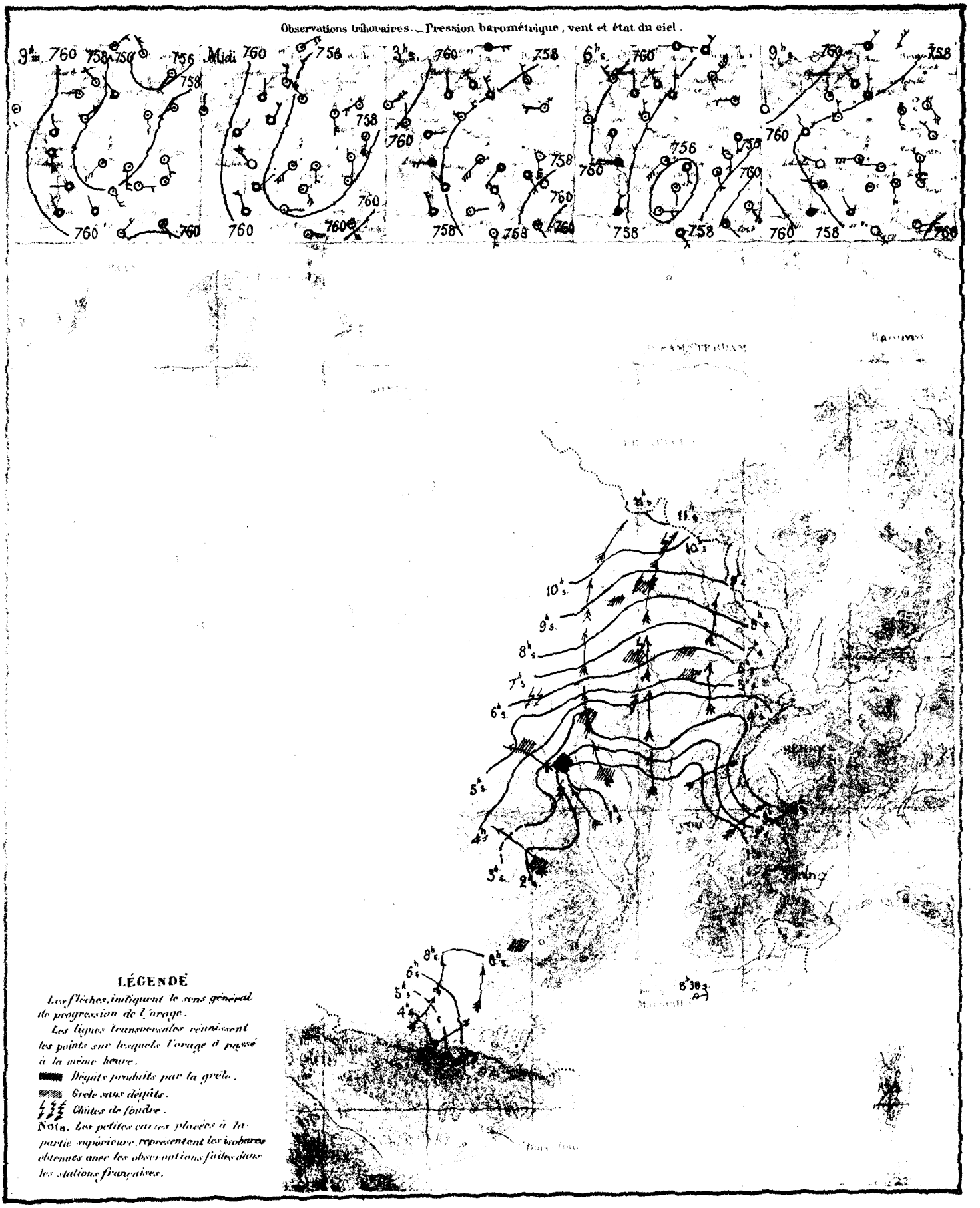
CARTES JOURNALIÈRES DES ORAGES DE 1884




9 Octobre 1884 (s).
10 Octobre 1884 (m).
10 Octobre 1884 (s).
11 Octobre 1884 (s)
12 Octobre 1884 (s).
13 Octobre 1884 (s).
Var
14 Octobre 1884 (s).
18 Octobre 1884 (s).
24 Octobre 1884 (s).
25 Octobre 1884 (s)
3 Novembre 1884 (s)
7 Novembre 1884 (s).
8 Novembre 1884 (s)
Var
Calme
11 Novembre 1884 (s)
Var.
19 Novembre 1884 (s)
22 Novembre 1884 (s)
29 Décembre 1884 (s)
Calme.
4 Décembre 1884 (s)
5 Décembre 1884 (s)
9 Décembre 1884 (s).

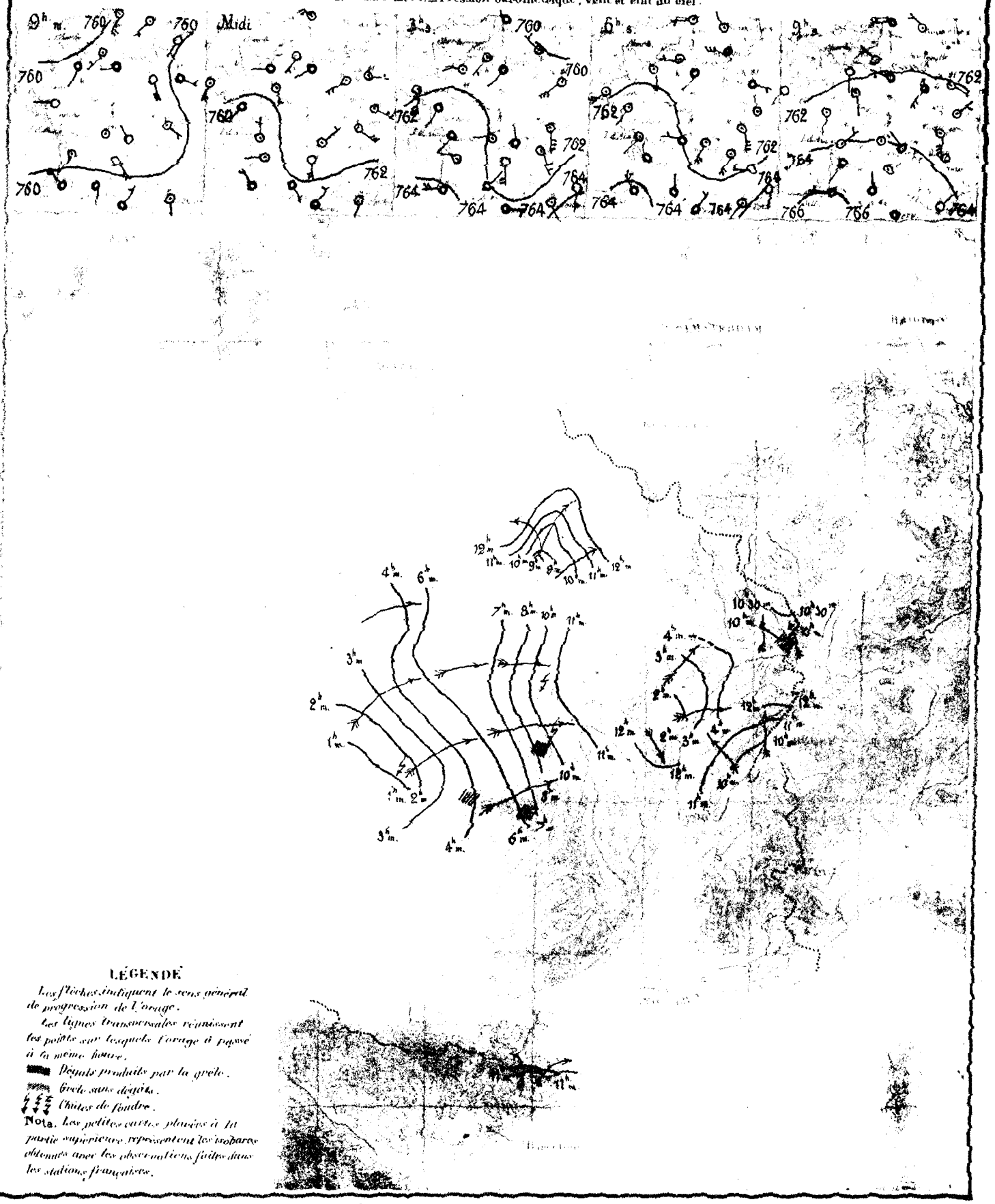

11 Décembre 1884 (s)
16 Décembre 1884 (s)
Calme.
17 Décembre 1884 (s)
Calme
18 Décembre 1884 (s)
19 Décembre 1884 (m).
19 Décembre 1884 (s).
20 Décembre 1884 (m).
20 Décembre 1884 (s)
21 Décembre 1884 (s).
27 Décembre 1884 (s)
28 Décembre 1884 (s)
28 Décembre 1884 (s).
30 Décembre 1884 (s).
Var.
Var.

ORAGES DU 13 MAI 1884

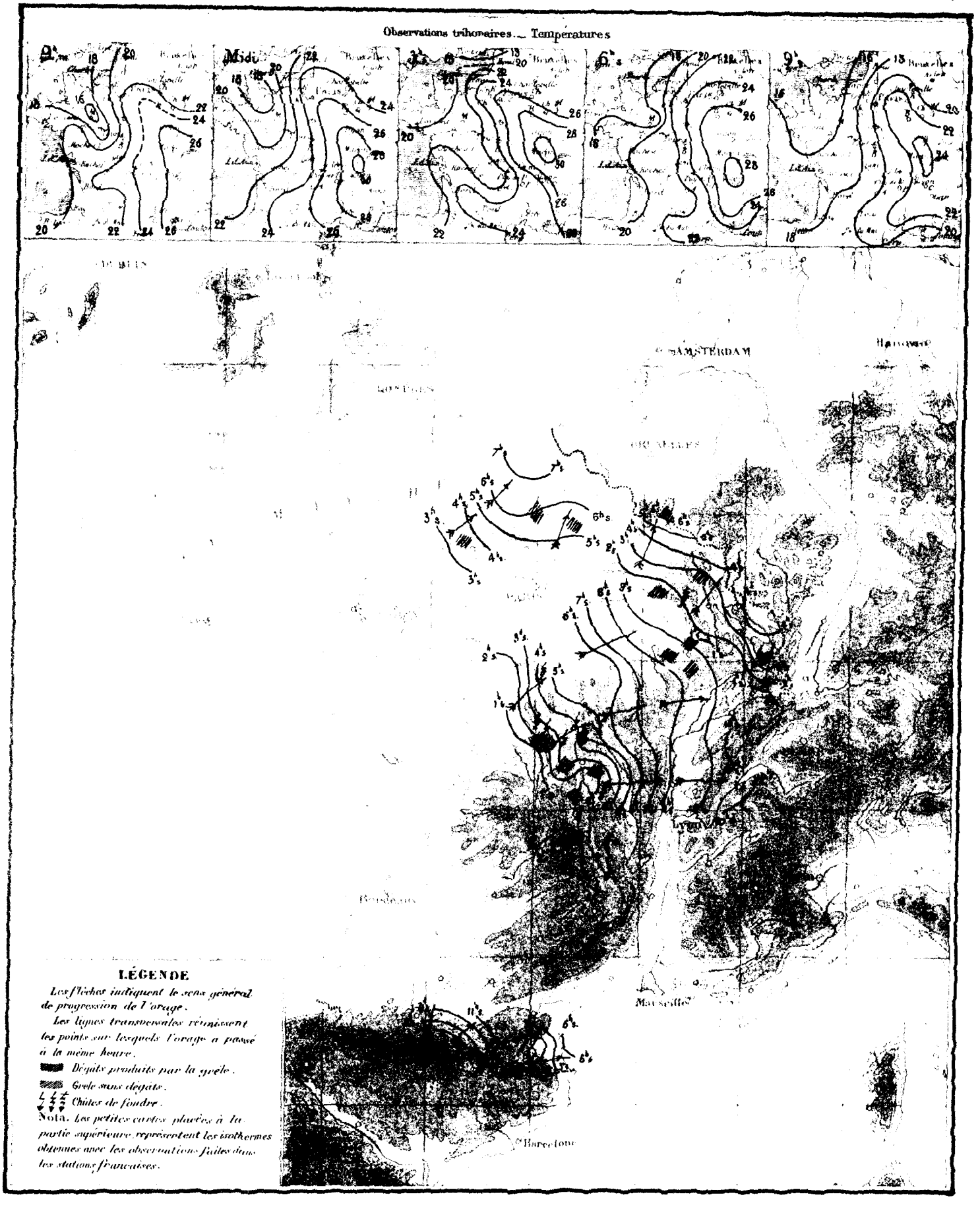


ORAGES DU 5 JUILLET 1884 (Matin)

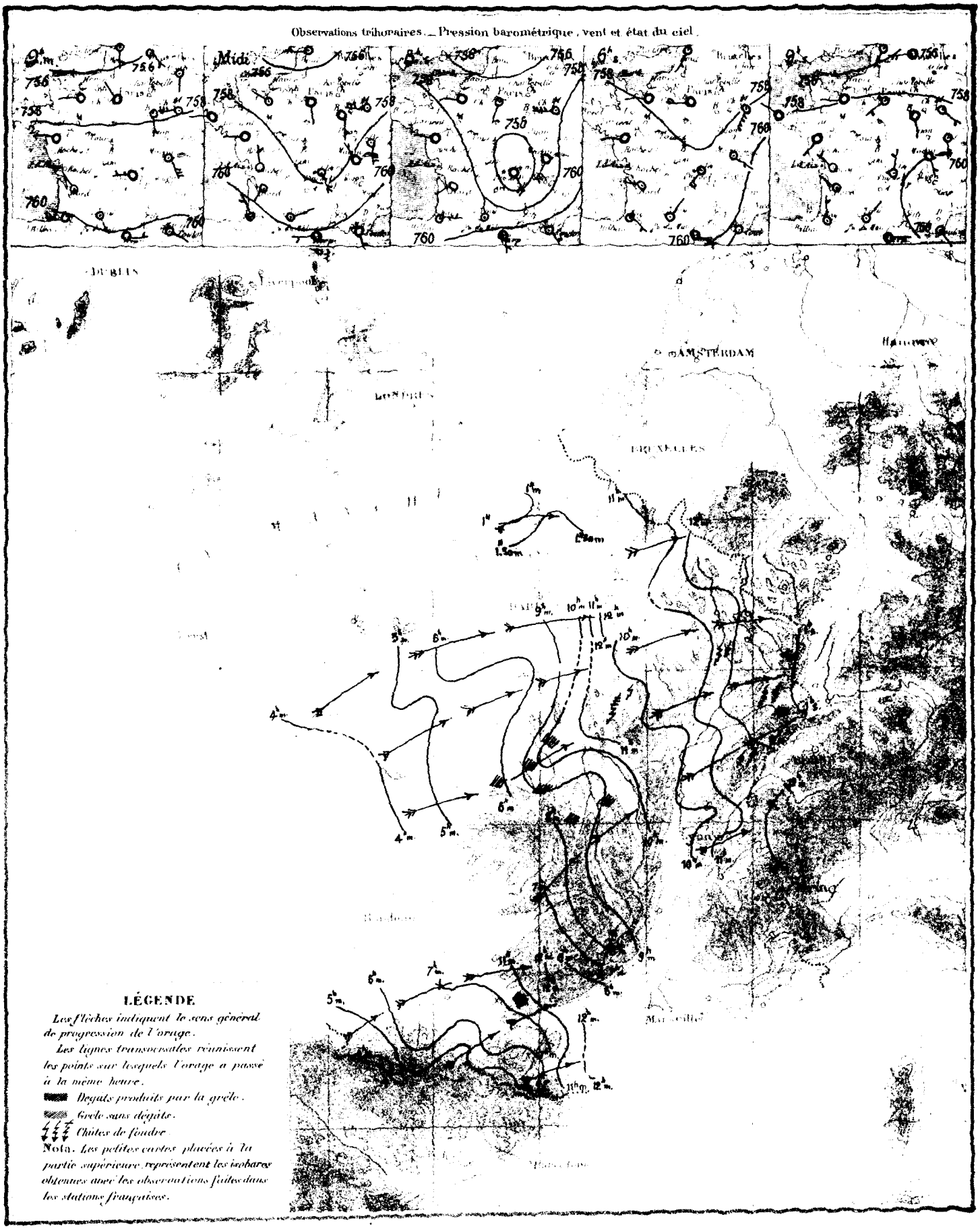
Observations trihoraires. — Pression barométrique, vent et état du ciel.



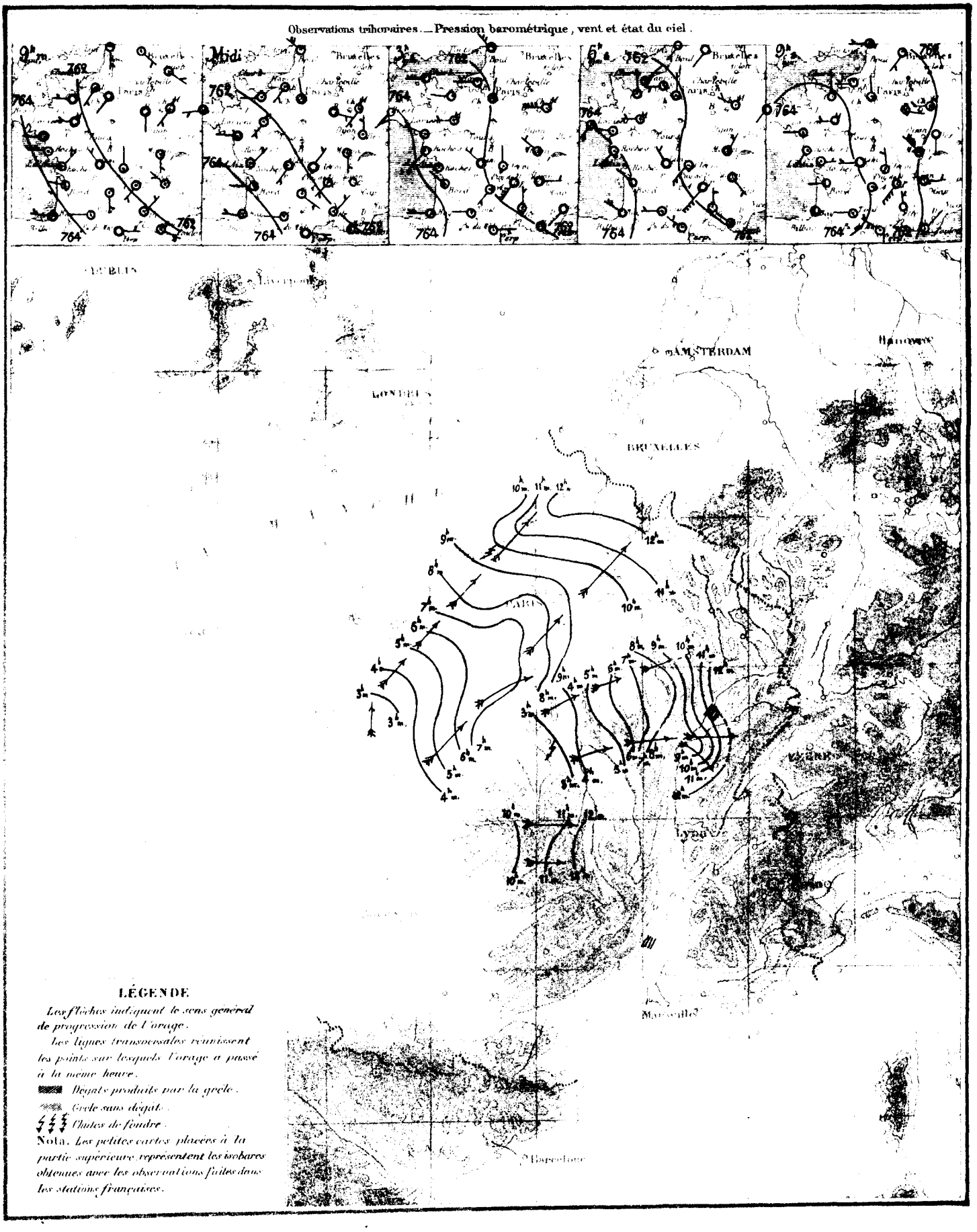
ORAGES DU 16 JUILLET 1884. (Soir)



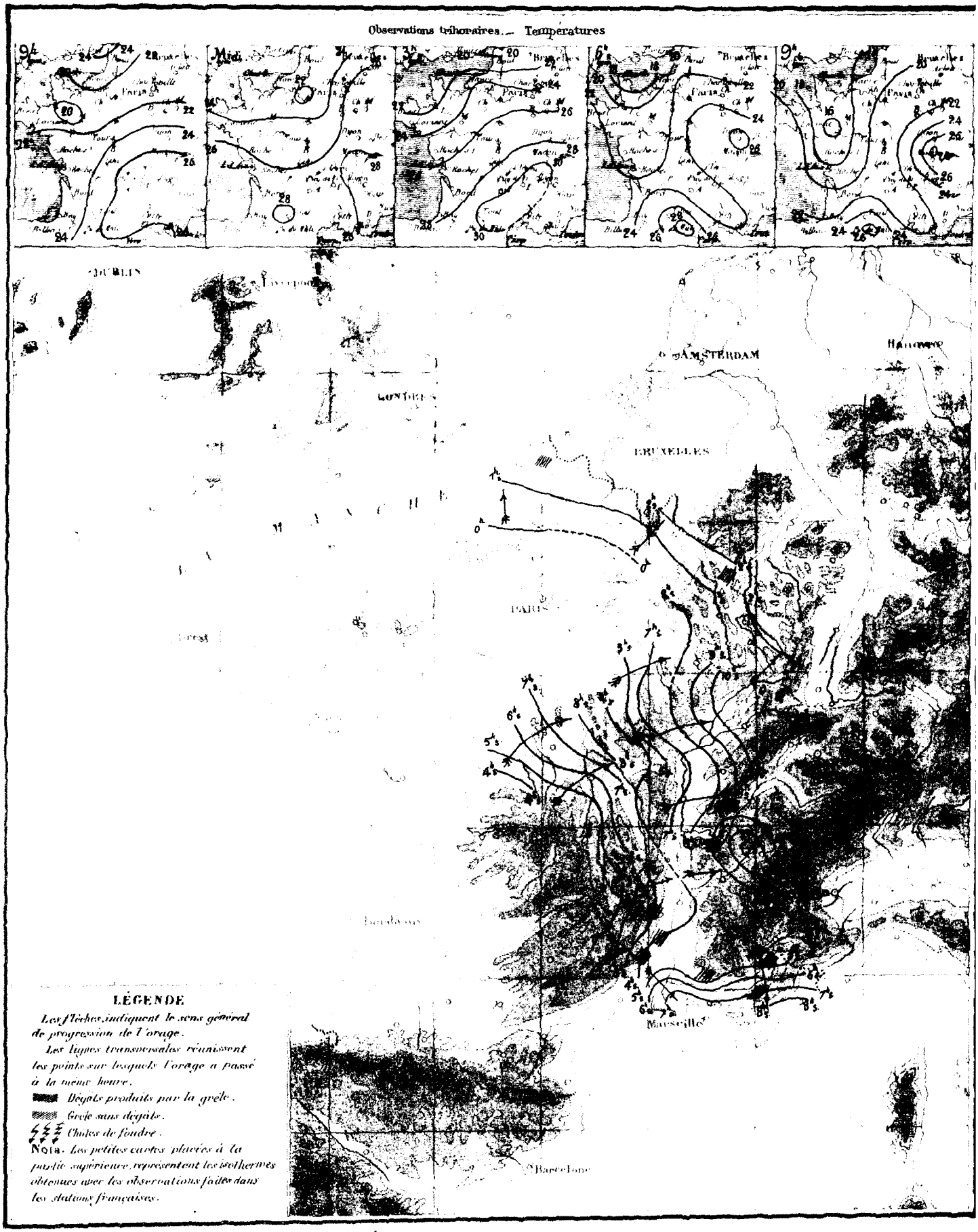
ORAGES DU 16 JUILLET 1884 (Matin)



ORAGES DU 12 AOUT 1884. (Matin)



ORAGES DU 12 AOUT 1884. (Soir)



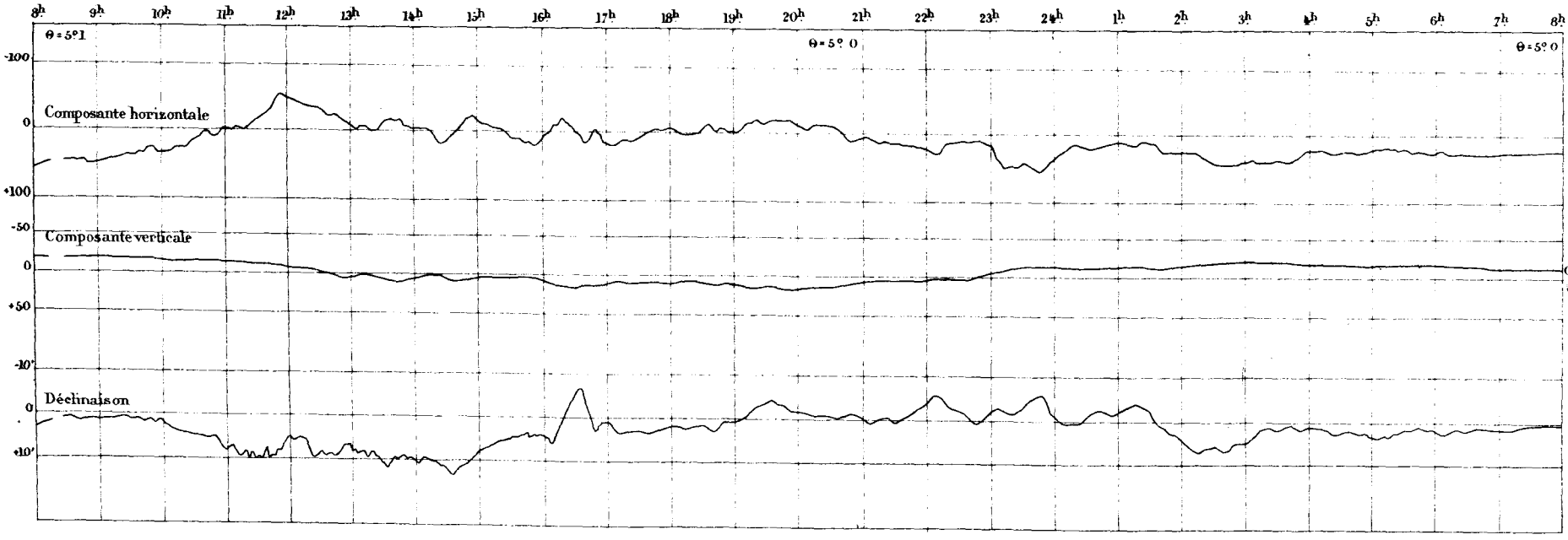
PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.

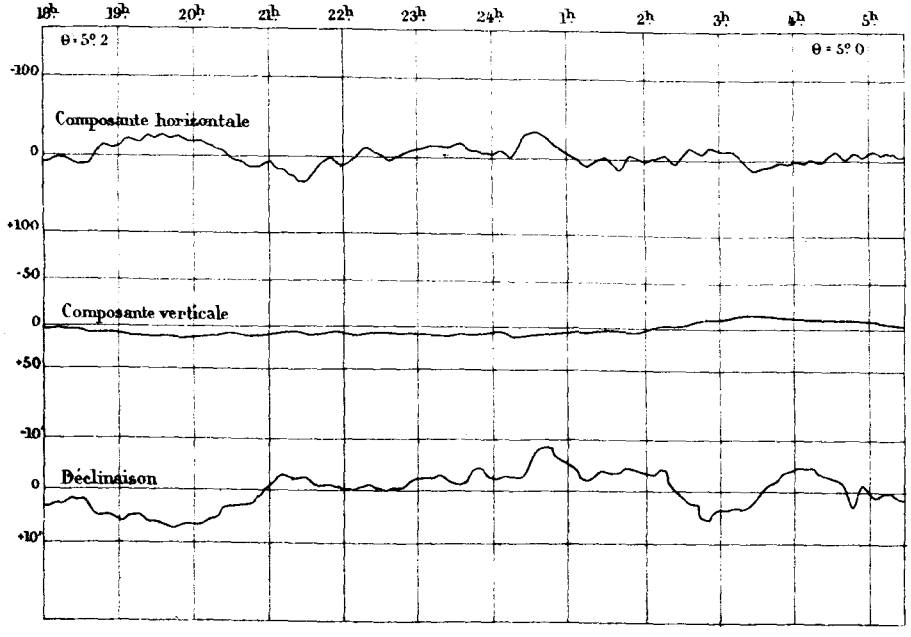
Bureau Central Météorologique de France.

Annales de 1885. T. I. Pl. B. I.

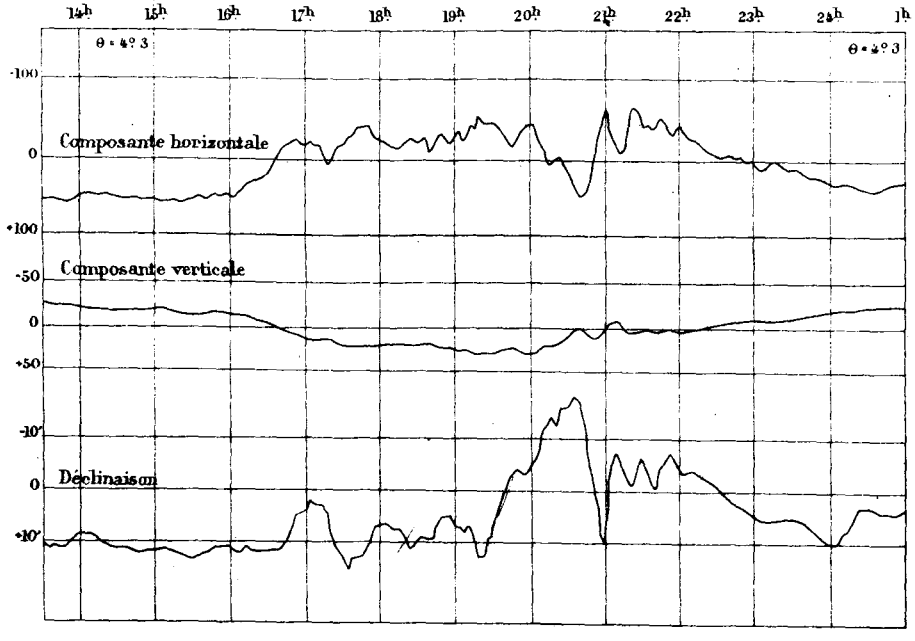
Du 2 au 3 Janvier 1885.



Du 8 au 9 Janvier 1885.



Du 22 au 23 Janvier 1885.



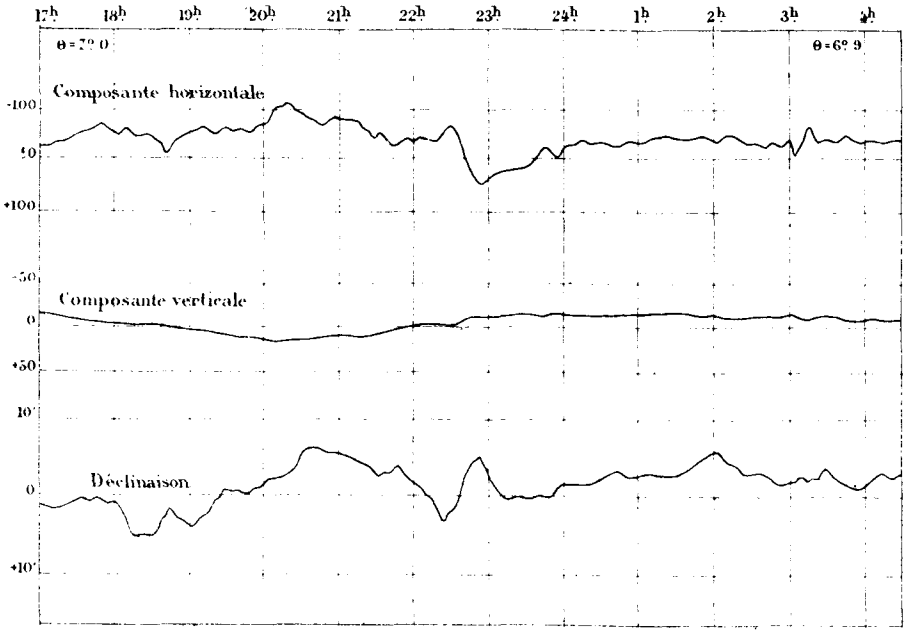
PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.

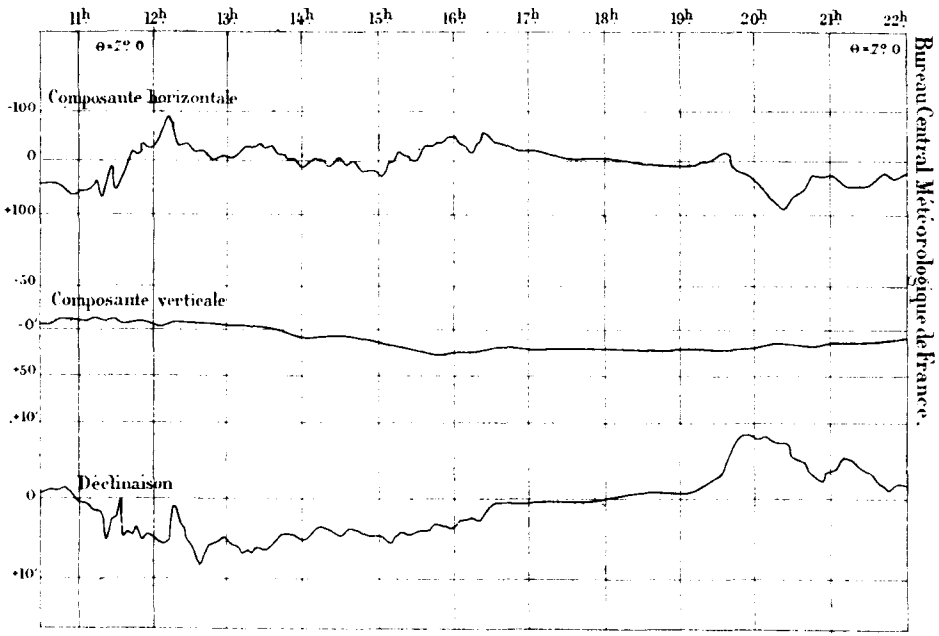
Bureau Central Météorologique de France.

Annales de 1885. T. I. Pl. B. I

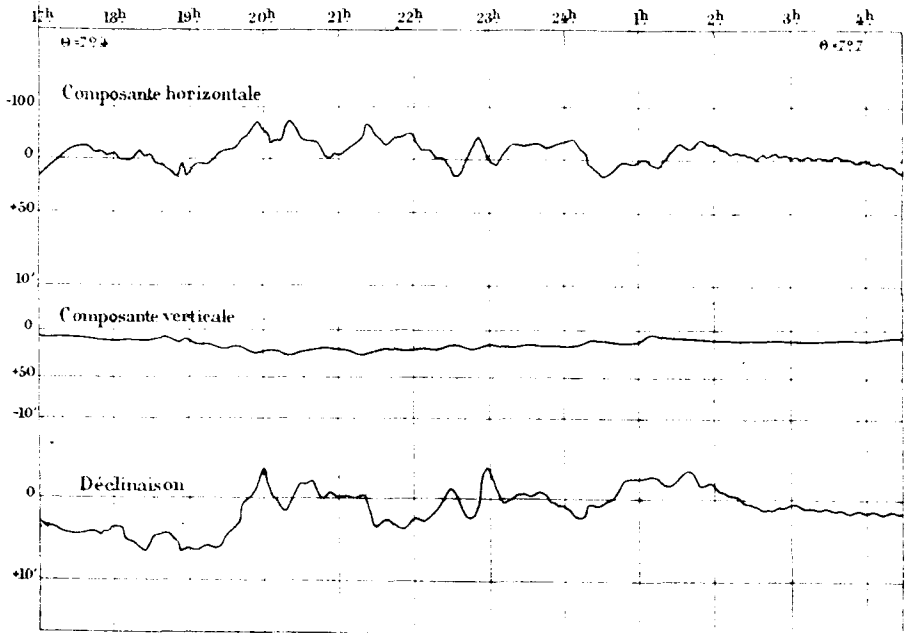
Du 5 au 6 Février 1885.



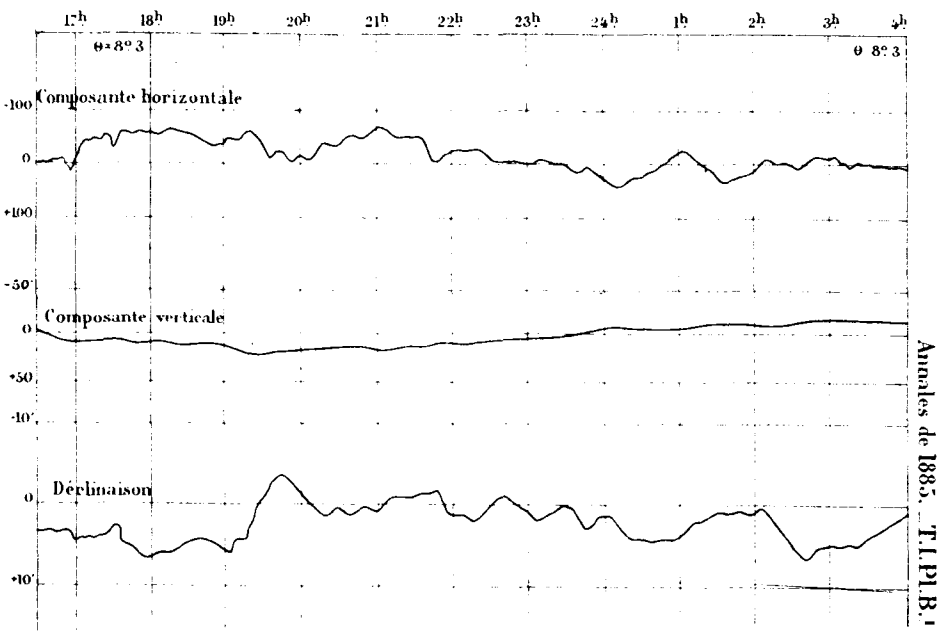
Le 10 Février 1885.



Du 12 au 13 Février 1885.

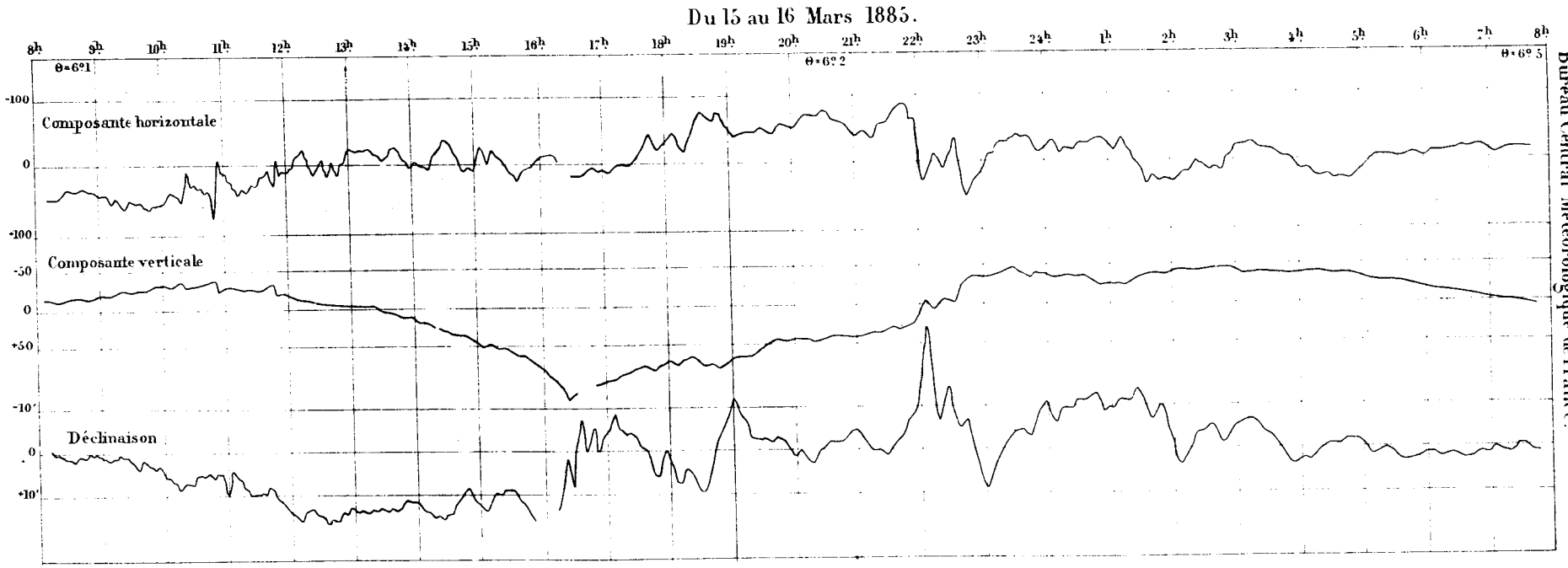


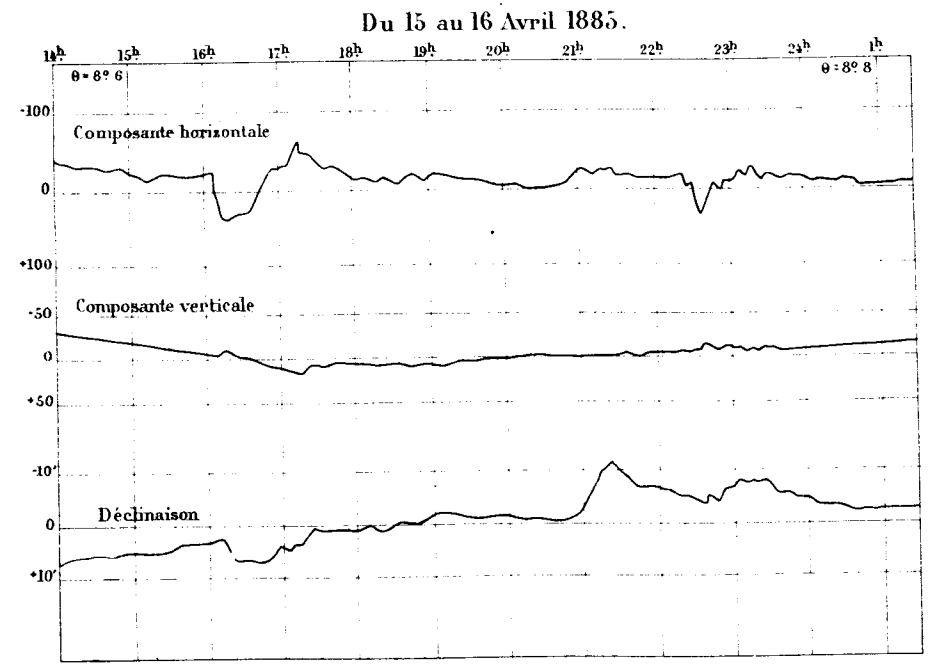
Du 28 Février au 1er Mars 1885.

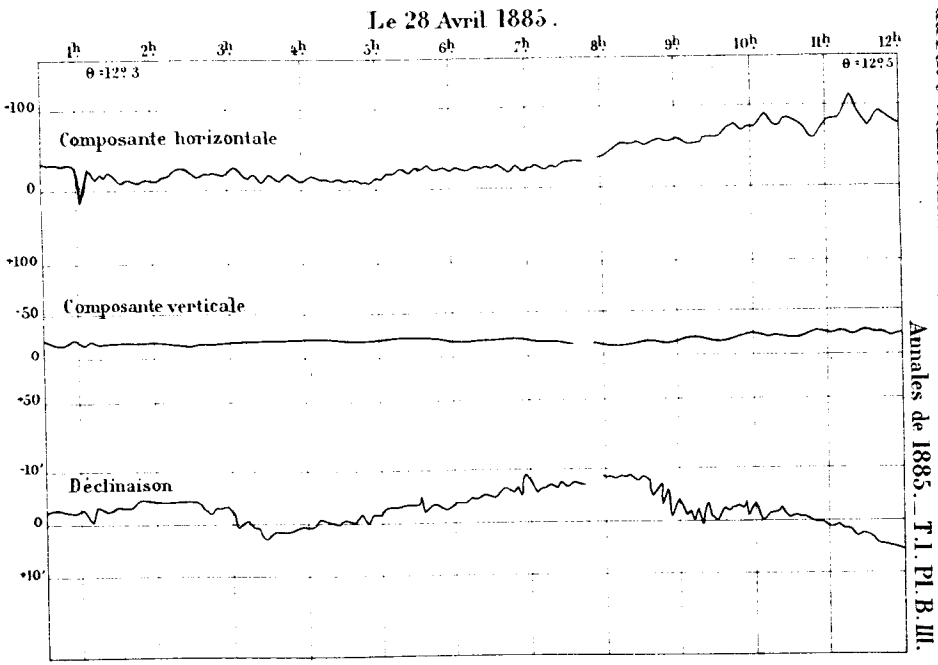


PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.







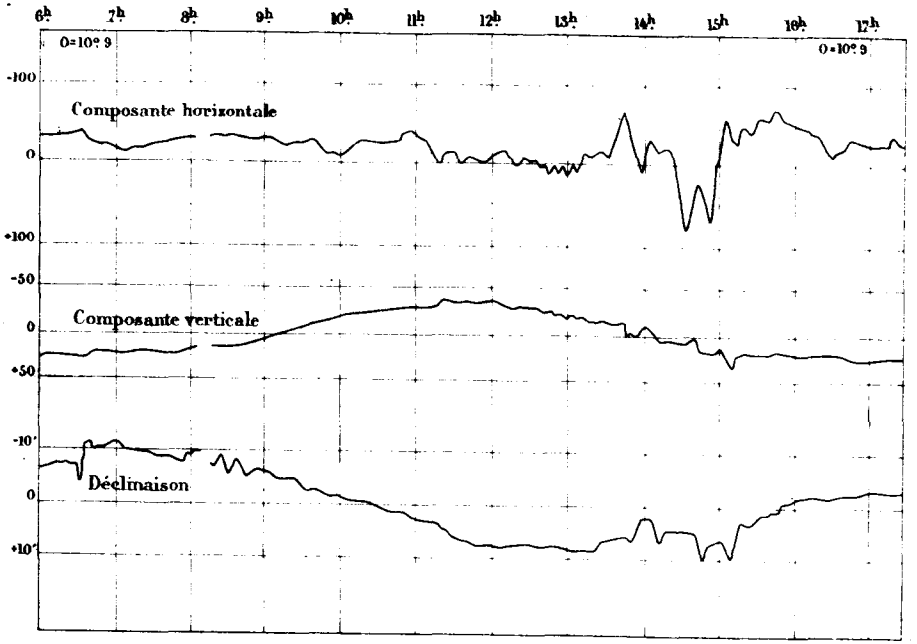
PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.

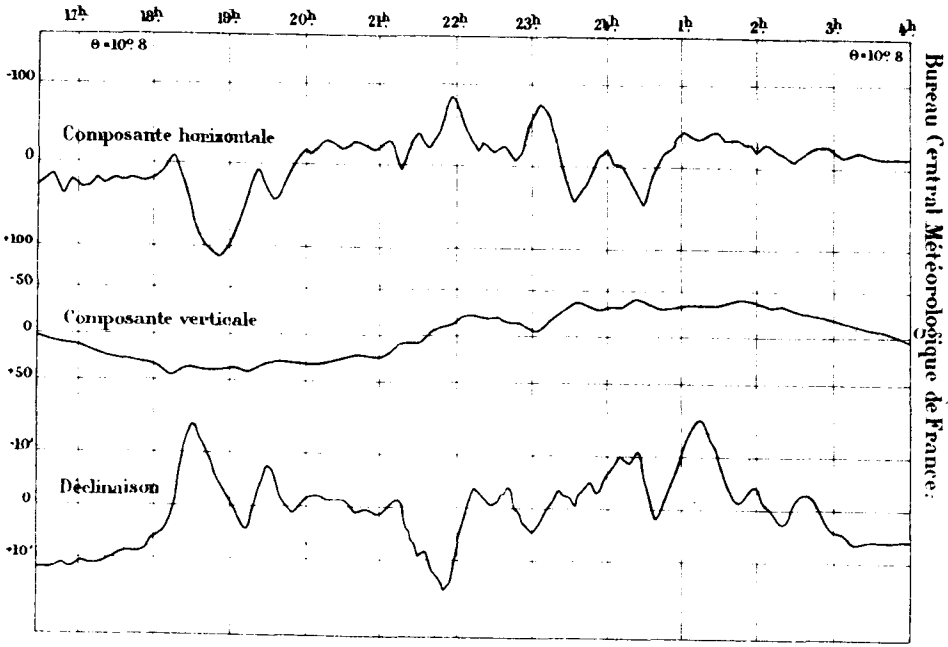
Bureau Central Météorologique de France.

Annales de 1885. T.I. PI.B.F

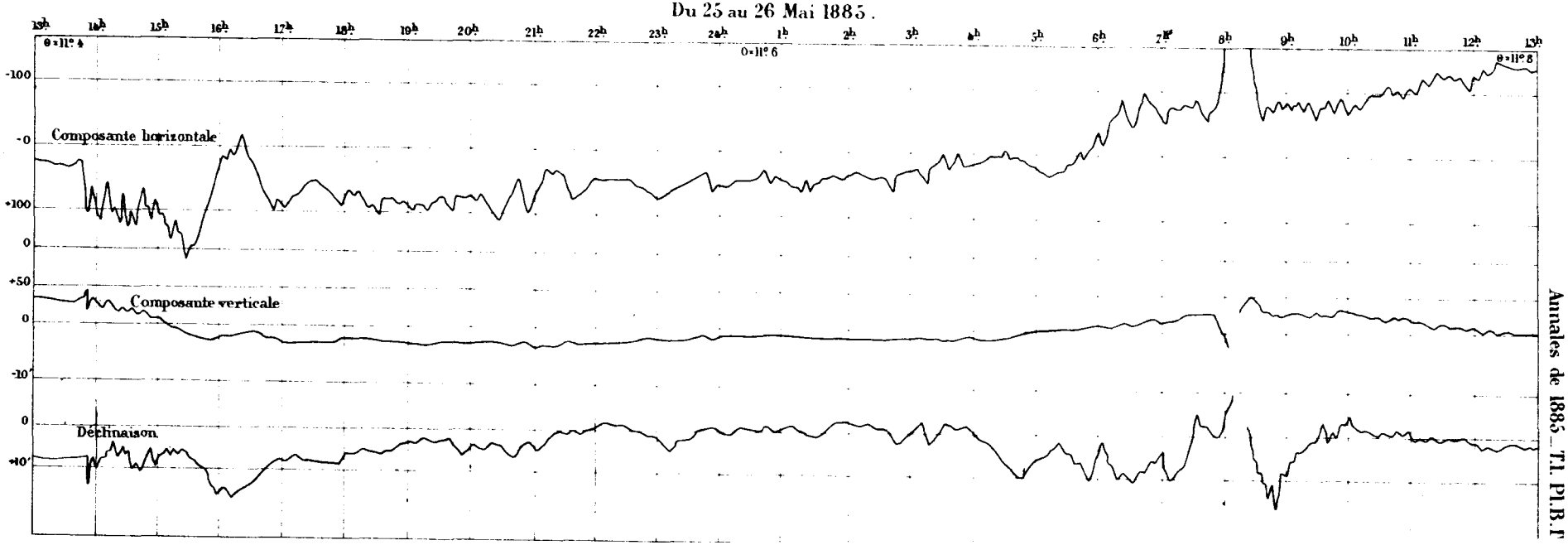
Le 10 Mai 1885.



Du 13 au 14 Mai 1885.



Du 25 au 26 Mai 1885.

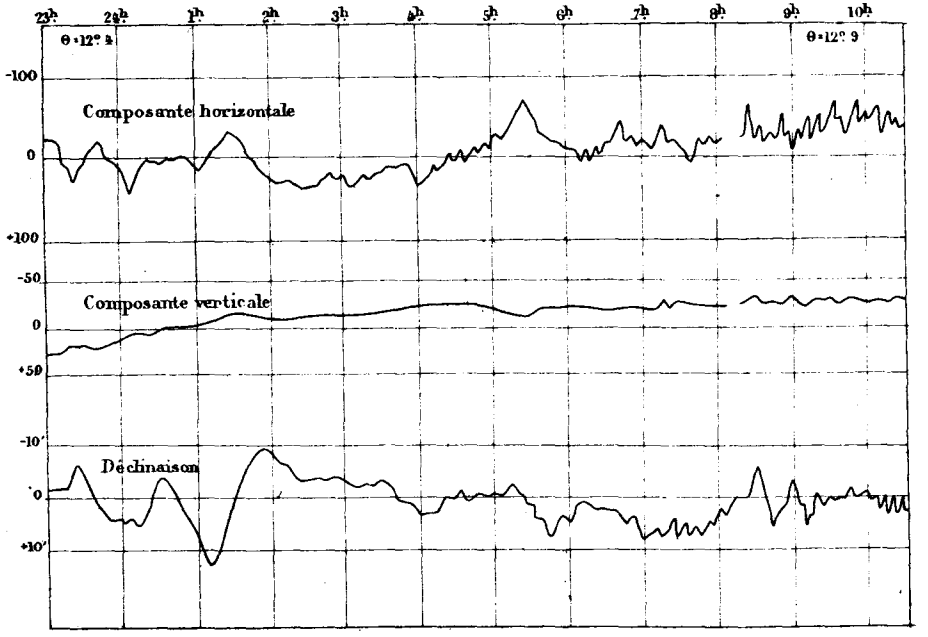


PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

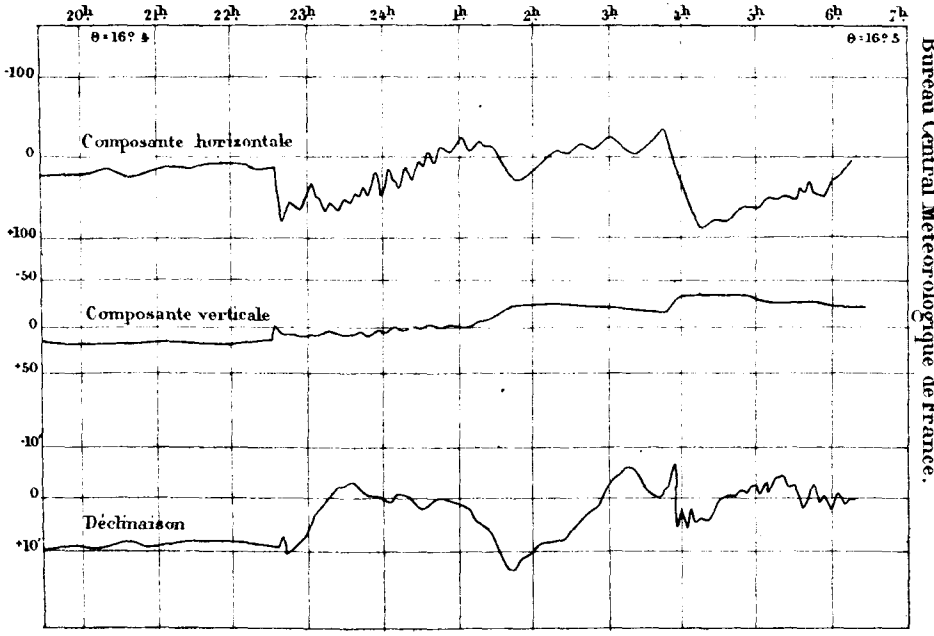
enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.

Bureau Central Météorologique de France.

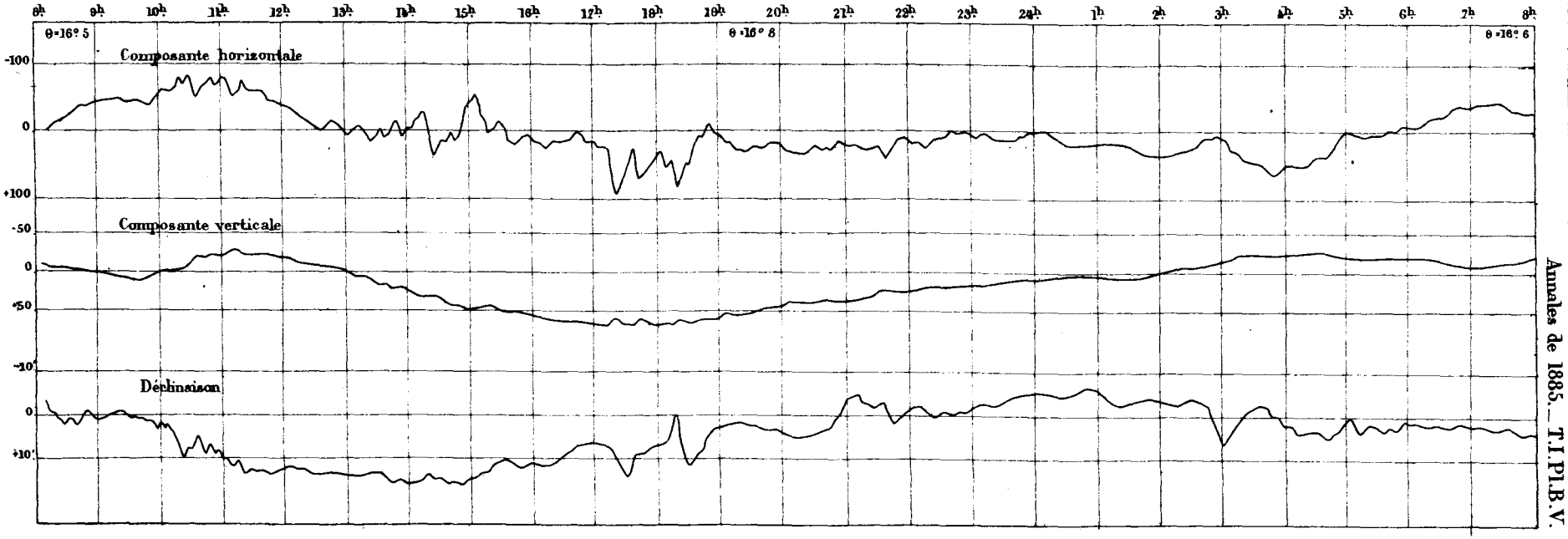
Du 27 au 28 Mai 1885.



Du 24 au 25 Juin 1885.



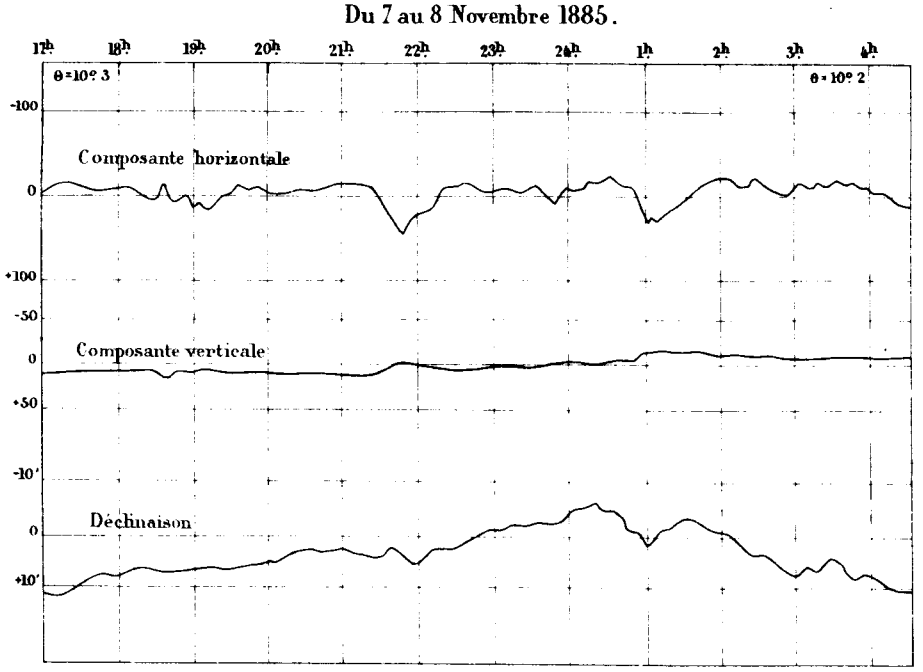
Du 25 au 26 Juin 1885.

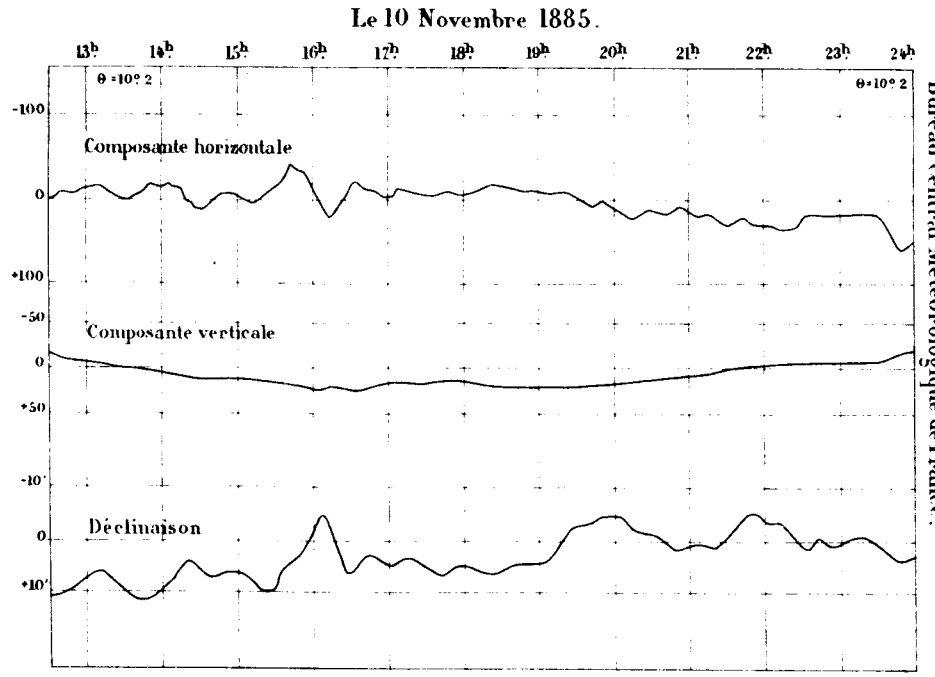


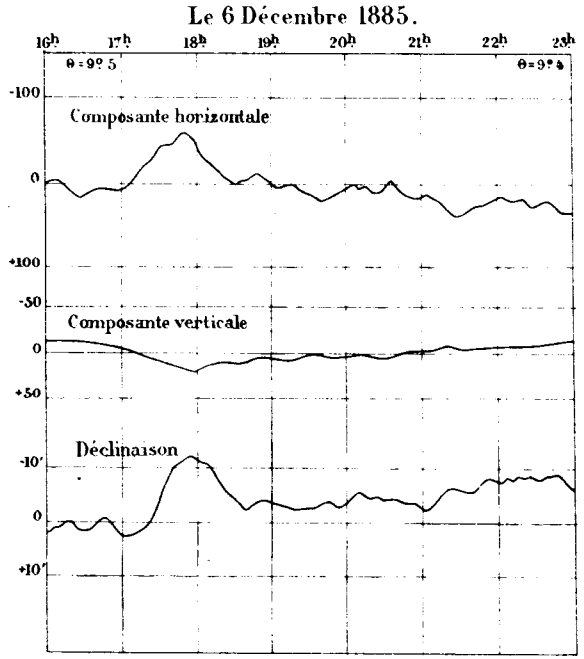
PRINCIPALES PERTURBATIONS MAGNÉTIQUES

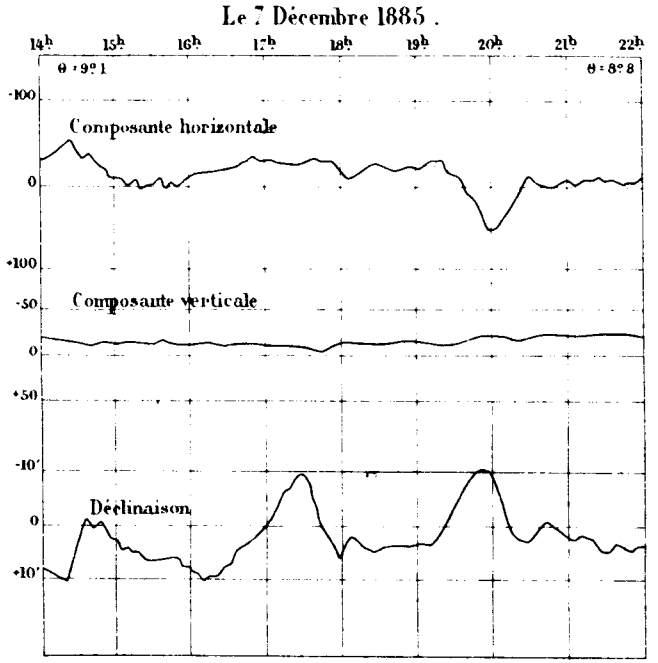
enregistrées à l'Observatoire du Parc Saint-Maur en 1885.

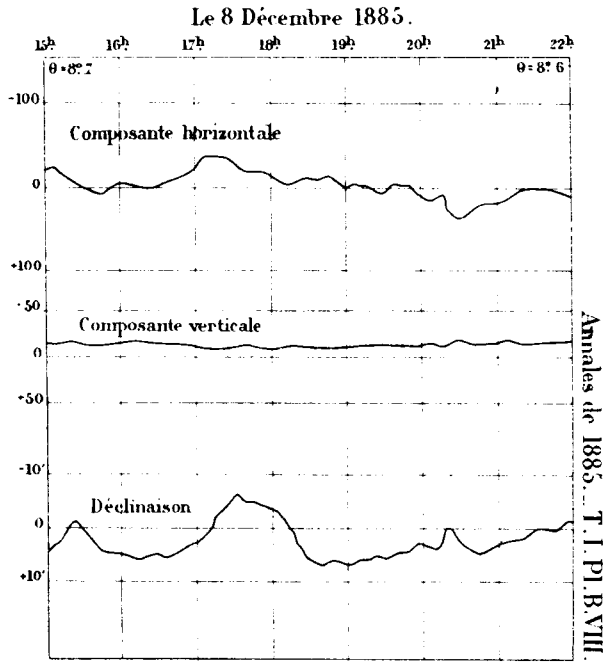
Bureau Central Météorologique de France. Annales de 1885. T. I. Pl. B. VIII.

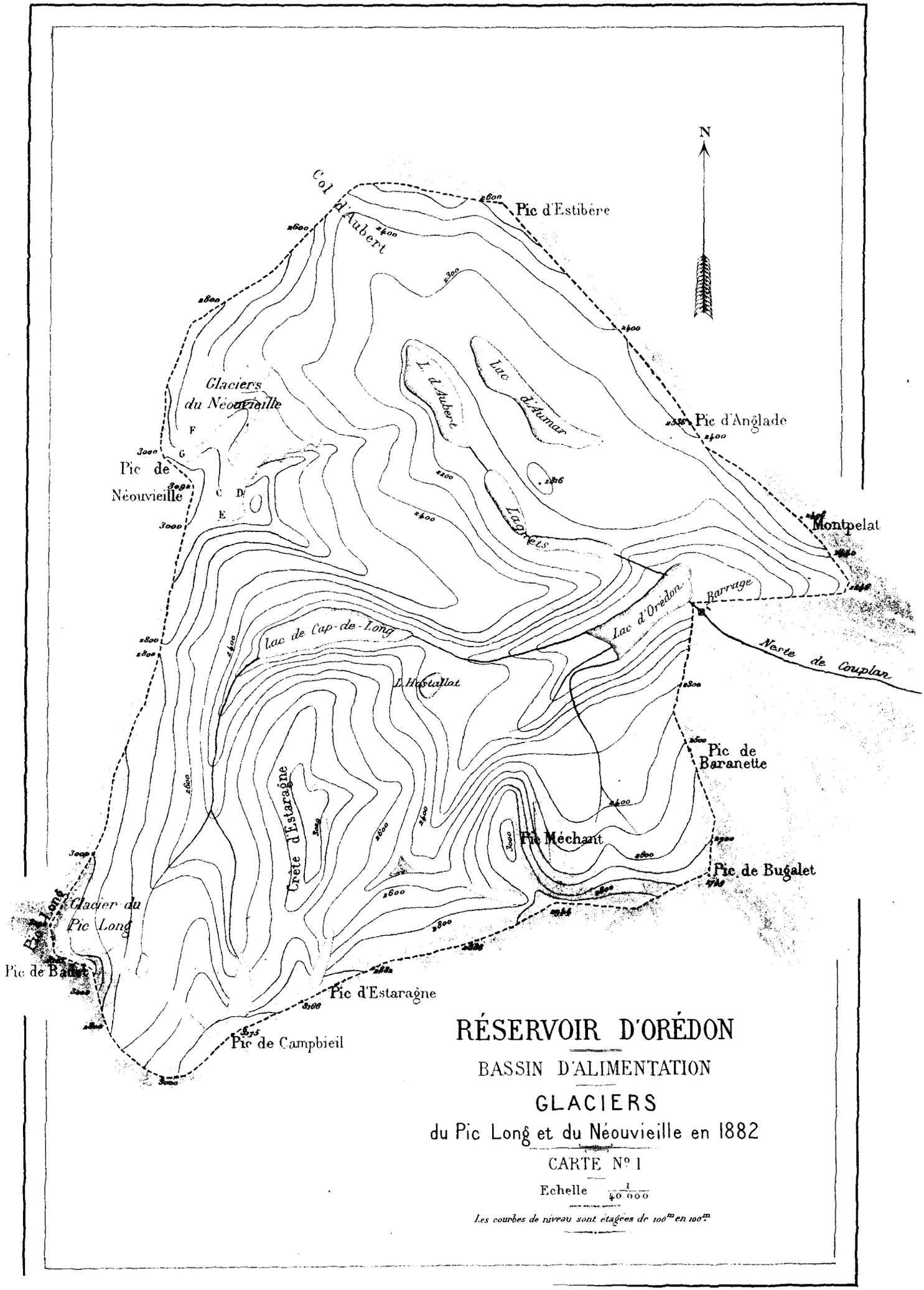


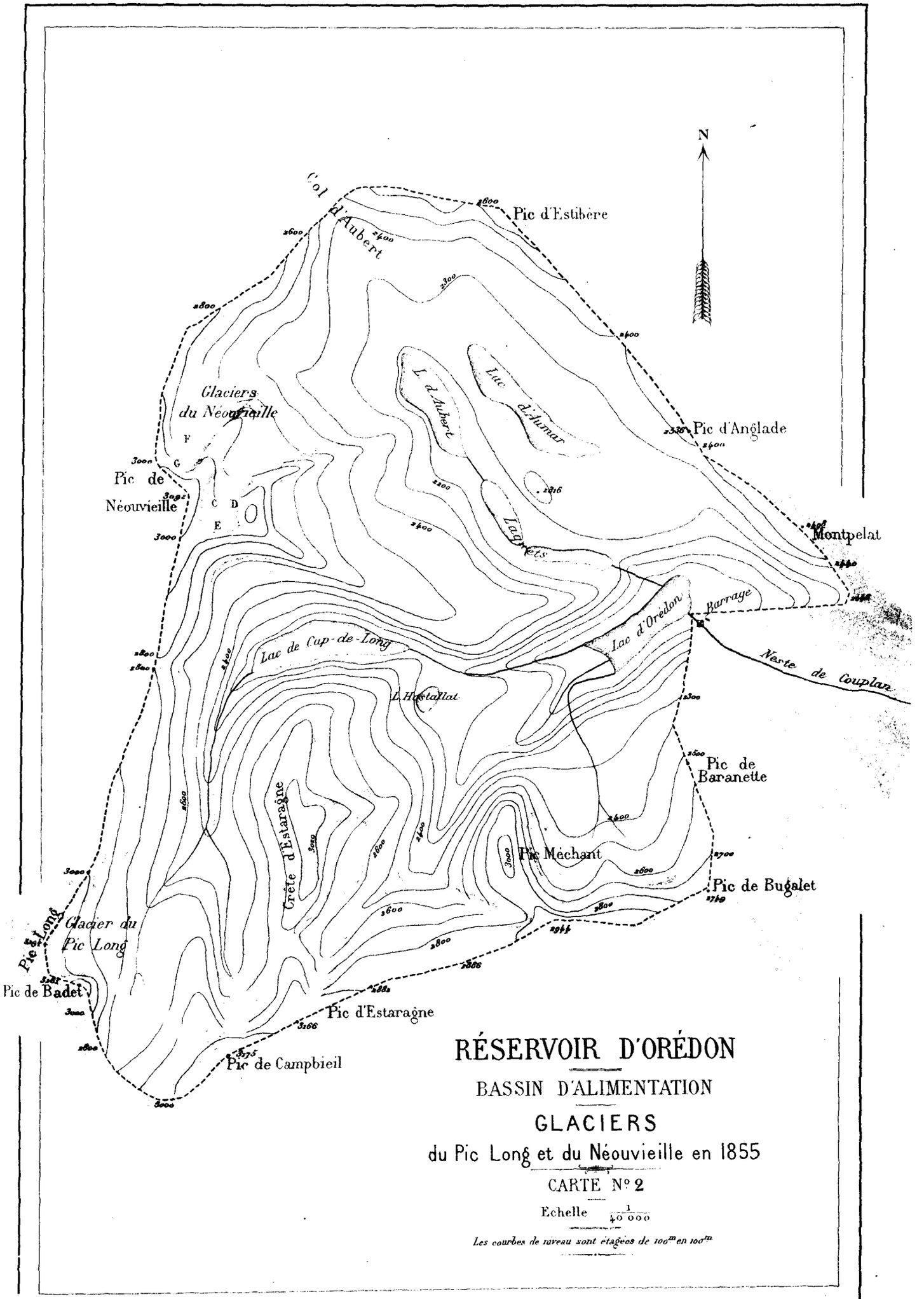









N
Col d'Aubert
Pic d'Estibère
Glaciers du Néouvieille
L. d'Aubert
Lac d'Aumar
Pic d'Anglade
Pic de Néouvieille
Lagnets
Montpelat
Barrage
Lac d'Orédon
Lac de Cap-de-Long
Neste de Couplan
L. Hastallat
Pic de Baranette
Crête d'Estaragne
Pic Méchant
Pic de Bugalet
Glacier du Pic Long
Pic de Badet
Pic d'Estaragne
Pic de Campbieil
RÉSERVOIR D'ORÉDON
BASSIN D'ALIMENTATION
GLACIERS
du Pic Long et du Néouvieille en 1882
CARTE N° 1
Echelle 1/40 000
Les courbes de niveau sont étagées de 100m en 100m



RÉSERVOIR D'ORÉDON

BASSIN D'ALIMENTATION

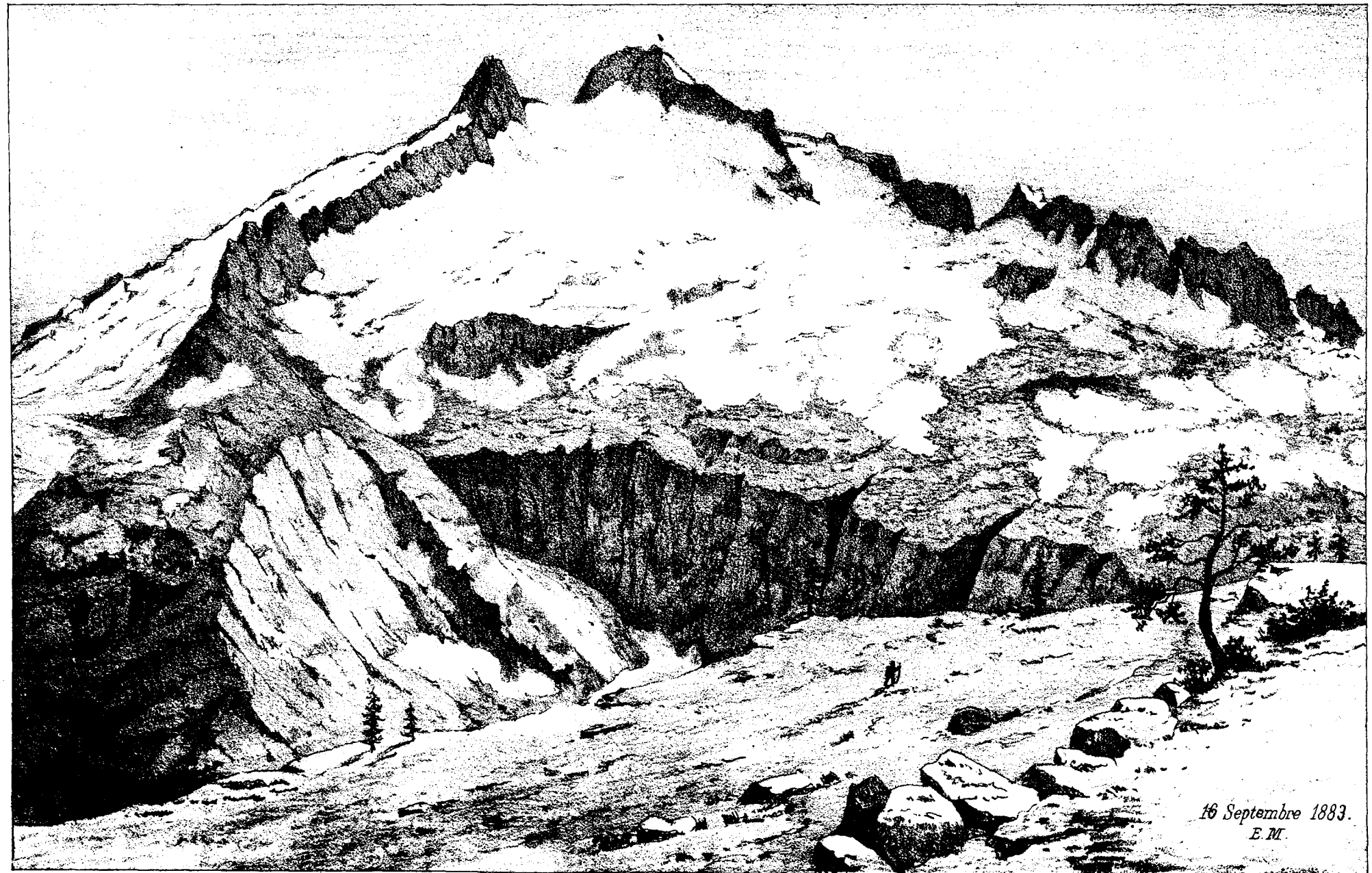
GLACIERS

du Pic Long et du Néouvieille en 1855

CARTE N° 2

Echelle $\frac{1}{40\,000}$

Les courbes de niveau sont étagées de 100m en 100m

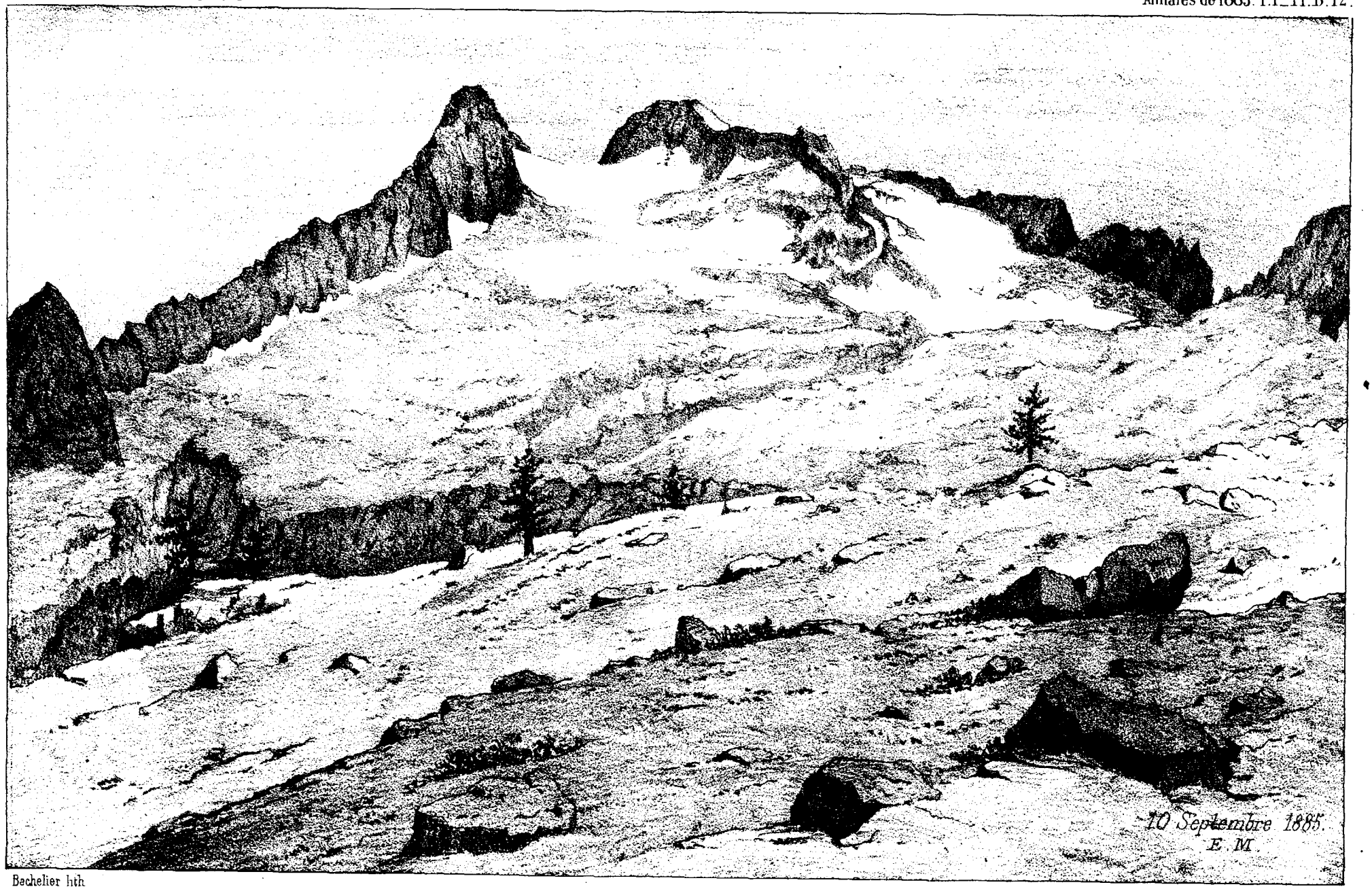


Bachelier lith. Imp. A. Lemercier Paris

Glacier du Néouvieille

Bureau central Météorologique de France.

Annales de 1885. T.I._Pl.B.12.



Bachelier lith.

Glacier du Néouvieille.

Imp. A. Lemercier Paris

TABLE DES MATIÈRES.

TEXTE.

Pages.

INTRODUCTION V

RAPPORT lu le 29 avril 1886, à la huitième séance générale du Conseil du Bureau central, par M. le Président du Conseil VII

ÉTUDE DES ORAGES EN FRANCE.

Résumé des orages en France et de l'état de l'atmosphère pendant l'année 1884, par M. FRON. A. 1

Sur la propagation des orages, par M. PLUMANDON ..... A. 17

Rapport sur les orages de l'année 1884 dans le département de la Gironde, par M. LESPIAULT. A. 23

MÉMOIRES DIVERS.

Observations magnétiques faites à l'observatoire du Parc Saint-Maur pendant l'année 1885, par M. MOUREAUX ..... B. 3

Étude sur les variations des glaciers des Pyrénées, par M. MICHELIER ..... B. 33

Étude sur le climat de Fécamp, d'après les observations de MM. E. et C. Marchand, par M. Alfred ANGOT ..... B. 237

Études sur le climat de Paris. Deuxième Partie. La pluie depuis 1688, par M. E. RENOU .. B. 259

PLANCHES.

ÉTUDE DES ORAGES EN FRANCE. Planches.

Cartes journalières des orages de l'année 1884 (Mémoire de M. Fron) ..... A. 1 à A. 14

Cartes générales des principaux orages de l'année 1884 (Mémoire de M. Fron) .... A. 15 à A. 20

MÉMOIRES DIVERS.

Principales perturbations magnétiques enregistrées à l'observatoire du Parc Saint-Maur en 1885 (Mémoire de M. Moureaux) ..... B. 1 à B. 8

Variations des glaciers des Pyrénées (Mémoire de M. Michelier) ..... B. 9 à B. 12

FIN.

12507 Paris. — Impr. de GAUTHIER-VILLARS, quai des Augustins, 55.

MINISTÈRE DE L'INSTRUCTION PUBLIQUE.

LITERARY
DEC 12 1887
SIGNAL OFFICE

ANNALES

DU

BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE

DE FRANCE,

PUBLIÉES

PAR E. MASCART,

DIRECTEUR DU BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE.

ANNÉE 1885.

I.

ÉTUDE DES ORAGES EN FRANCE

ET

MÉMOIRES DIVERS.

PARIS,

GAUTHIER-VILLARS, IMPRIMEUR-LIBRAIRE,

Quai des Augustins, 55.

1887

PUBLICATIONS MÉTÉOROLOGIQUES.

OBSERVATOIRE DE PARIS.

Bulletin international quotidien, autographié :

Du 1er janvier 1858 au 31 mai 1878.

Atlas des mouvements généraux de l'atmosphère, rédigé sur les documents fournis par les Observatoires et les Marines de la France et de l'Étranger, et publié avec le concours de l'Association Scientifique de France. In-plano oblong, avec Cartes :

ANNÉE 1864, juin à décembre. — ANNÉE 1865, janvier à mars. — ANNÉE 1865, avril à juin. ANNÉE 1865, juillet à septembre. — ANNÉE 1865, octobre à décembre.

Atlas des orages de l'année 1865, rédigé sur les documents recueillis et discutés par les administrations départementales; publié avec le concours de l'Association Scientifique de France. In-plano, avec Cartes.

Atlas météorologiques, rédigés sur les documents recueillis et discutés par les Commissions départementales, les Écoles normales, les observateurs cantonaux, etc., et publiés avec le concours de l'Association Scientifique de France. In-plano, avec Cartes :

ANNÉE 1866. — ANNÉE 1867. — ANNÉE 1868. — ANNÉES 1869, 1870, 1871. — ANNÉES 1872, 1873, 1874. — ANNÉE 1875. — ANNÉE 1876 (texte et Atlas, petit in-folio oblong).

BUREAU CENTRAL MÉTÉOROLOGIQUE.

***Bulletin international quotidien.** In-4°, autographié (depuis le 1er juin 1878).

Instructions météorologiques. 2e édition. In-8°, avec figures dans le texte; 1881.

Annales du Bureau central météorologique de France :

ANNÉE 1877. — *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.

ANNÉE 1878. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 37 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 40 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* In-plano, avec 6 planches.

ANNÉE 1879. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 20 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 41 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 7 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 38 planches.

ANNÉE 1880. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 39 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 40 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 7 planches.
IV. *Météorologie générale.* In-plano, avec 15 planches.

ANNÉE 1881. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 40 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 40 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 232 planches.

ANNÉE 1882. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 38 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 40 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 19 planches.

ANNÉE 1883. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 34 pl.
II. *Observations françaises et Revue climatologique.* Grand in-4°, avec 40 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 26 planches.

ANNÉE 1884. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 56 pl
II. 1re PARTIE. — *Observations françaises et algériennes.* Grand in-4°.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 16 planches.

ANNÉE 1885. — I. *Étude des orages en France et Mémoires divers.* Grand in-4°, avec 32 pl.
III. *Pluies en France.* Grand in-4°, avec 5 planches.
IV. *Météorologie générale.* Grand in-4°, avec 14 planches.

Ces publications, à l'exception de celles qui sont marquées d'un astérisque, sont en vente à la librairie Gauthier-Villars. *Voir* le Catalogue de la librairie.

12448 Paris. — Imprimerie de GAUTHIER-VILLARS, quai des Augustins, 55.