

**Zeitschrift:** Archives des sciences physiques et naturelles  
**Band:** 15 (1933)

**Artikel:** Contribution à l'étude de la frontologie alpine  
**Autor:** Bouët, Max  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-740590>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 07.10.2024

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE  
DE  
LA FRONTOLOGIE ALPINE

PAR  
**Max BOUËT**

(Avec 9 figures.)

---

1. *Préliminaires.* — Le but du présent travail est l'étude expérimentale des discontinuités atmosphériques (fronts) dans la région des Alpes, soit, en d'autres termes, de l'influence du relief alpin sur le champ de mouvement de l'air dans le cas où celui-ci présente des singularités d'origine thermique.

Les études de ce genre n'ont été jusqu'ici que peu nombreuses. Si l'on met de côté les recherches qui ont trait à la statique atmosphérique — gradient vertical de température et de pression — et qui ont fourni aux météorologistes du siècle dernier tant de renseignements intéressants, la dynamique alpine proprement dite n'a suscité que peu de travaux, du fait sans doute de la complexité des phénomènes et de la difficulté qu'il y a à les soumettre au calcul. Le fœhn est celui de ces phénomènes qui a retenu le premier l'attention des météorologistes, et sa théorie est à l'heure qu'il est à peu près établie. A part ce problème particulier qui a été l'objet d'une abondante littérature, il faut citer les importants travaux de Trabert et surtout de von Ficker; ce dernier est, sauf erreur, le premier qui ait étudié la structure du champ de mouvement dans les Alpes (1).

Dès l'avènement des méthodes de sondage aérologique, des

recherches furent faites par plusieurs auteurs, Kleinschmidt (2), Peppler (3), de Quervain (4), Schmauss (5), Schumacher (6) entre autres, pour vérifier dans quelle mesure les observations de stations de sommets alpins étaient comparables à celles de l'atmosphère libre au même niveau. L'étude de cette importante question ne nous semble pas encore avoir donné des résultats définitifs, au moins en ce qui concerne la température; on n'a guère jusqu'ici abordé le problème que par la méthode statistique, alors que l'étude de cas individuels permettrait peut-être d'établir des relations plus précises (rôle de l'azimut des courants d'air, de la composante verticale du mouvement, du rayonnement, etc.). Citons encore les travaux de Georgii qui tendent à établir un parallélisme entre la microdynamique de laboratoire et la macrodynamique du relief du sol (tourbillons au vent et sous le vent des obstacles).

La nouvelle orientation donnée à la météorologie dynamique par les théories de l'Ecole norvégienne n'a eu encore que peu d'écho dans l'étude du dynamisme alpin. Le principal travail rédigé à ce point de vue est celui de J. Bjerknes (7), dans lequel l'auteur parvient à calculer le champ de mouvement à partir des observations de montagne dans le cas d'un front chaud<sup>1</sup>.

Et pourtant c'est un fait bien connu que la région des Alpes est un point singulier dans le champ de pression et de mouvement de l'Europe centrale. On connaît fort bien le processus classique dont la région alpine est le siège lors du passage des perturbations sur l'Europe septentrionale: phase de foehn avec coin de hautes pressions sur le versant sud, changement rapide du sens du gradient de pression normal à la chaîne, effet de barrage vis-à-vis des masses d'air froides venant du NW et coin de hautes pressions sur le versant nord avec formation simultanée de la dépression sud-alpine.

Quelles sont alors les modifications apportées par le relief à la structure des fronts, à leur vitesse de déplacement; sous quelle

<sup>1</sup> Nous avons eu connaissance, trop tard pour en tirer parti, d'un travail de E. EKhardt, *Mechanik des grossen Kälteeinbrüche*; Ende November 1930, *Gerlands Beiträge z. Geophysik*, Bd. 38, 1933, dans lequel l'auteur aborde un problème touchant de près celui qui est traité ici.

forme ceux-ci apparaissent-ils sur le versant sud des Alpes; quelle est la genèse exacte de la dépression sud-alpine; tels sont les problèmes encore peu étudiés que nous essayons d'aborder ici.

Dans l'obligation de restreindre le champ de notre travail, nous avons surtout porté notre attention sur le champ de pression et son allure particulière au Sud des Alpes lors des passages de fronts froids. L'étude de ces phénomènes est d'ailleurs encore assez malaisée du fait que l'on manque absolument d'observations de la moyenne atmosphère sur le versant sud des Alpes. Tant que l'on ne possédera pas ces données, soit par l'aérologie, soit par des stations de sommets, le problème ne pourra pas être complètement résolu.

2. *Les perturbations des 23-24 et 25-26 novembre 1928.*

a) *Généralités.* — Nous avons choisi deux cas typiques de perturbations rapides et fortes se déplaçant de l'Océan Atlantique vers la Mer Baltique; ce sont celles des 23-24 et 25-26 novembre 1928, pour lesquelles nous avons réuni un certain nombre d'enregistrements de température et de pression de Suisse et des régions limitrophes<sup>1</sup>. Ce sont deux cyclones de fin de famille, à trajectoires relativement méridionales, qui furent suivis d'une dernière perturbation (27 novembre) peu visible sur les cartes synoptiques et laissée de côté ici. Dans chacun des deux cas, une dépression se forme très rapidement sur l'Atlantique, non loin des Iles Britanniques, se creuse en progressant vers l'ESE, puis se comble en se stabilisant sur la Mer Baltique. L'évolution visible du système se fit chaque fois en 48 h. environ. Ces deux dépressions se suivant à 24 h. d'intervalle comptèrent parmi les plus violentes tempêtes de l'hiver 1928-29; leurs méfaits furent grands, aussi bien sur mer que sur le continent. En Suisse même, les forêts souffrirent passablement du vent les soirs des 23 et 25 novembre. Ces dernières remarques ne sont pas

<sup>1</sup> Nous tenons à remercier bien vivement les directeurs des observatoires et stations météorologiques de Suisse, de France, d'Allemagne, d'Autriche, d'Italie, de Pologne et de Danemark pour le précieux appui qu'ils nous ont prêté en mettant à notre disposition les documents dont nous avons besoin.

sans importance; en effet les vents violents qui régnèrent durant toute la période que nous étudions eurent pour conséquence que les températures observées aussi bien en plaine qu'en montagne furent certainement représentatives, au sens que Bergeron (15) donne à ce terme: toute stagnation d'air étant exclue, les effets du rayonnement sur la température de l'air furent sans doute négligeables. Pour les stations de sommets, le givre fut la seule cause d'erreur, mais il ne semble pas avoir joué un rôle trop important, sauf pour ce qui concerne les enregistrements de la direction et de la force du vent au Saentis, qui sont de ce fait inutilisables.

L'image isobarique de ces deux cyclones, pour laquelle nous renvoyons aux cartes originales publiées par les différents Instituts européens, est d'un type banal. Remarquons seulement que les 24 et 26 novembre la dépression sud-alpine apparaît nettement après l'invasion d'air froid. L'analyse frontologique de ces deux systèmes fournit les résultats suivants:

*Cas I (23-24 nov.).* — On observe le passage d'un secteur chaud bien net en Europe centrale. L'air de transition devant le front chaud (air froid réchauffé) atteint simultanément le Puy de Dôme (1465 m) et le Saentis (2500 m) vers 8 h. le 23, la Zugspitze (2962 m) vers 5 h. déjà (fig. 1). Le front chaud proprement dit marque son passage (arrêt de la hausse de température) à 16 h. au Puy de Dôme, et à 20 h. au Saentis. A la Zugspitze le front est très nettement marqué par une hausse rapide de la température à 17 h.  $\frac{1}{2}$ . On voit par ces chiffres que la couche d'air de transition devant le front chaud est très importante; il est difficile de dire s'il s'agit d'air réchauffé par subsidence ou d'advection d'air méridional plus chaud; les deux processus sont probablement simultanés et agissent dans le même sens. L'air chaud ne parvient au sol que dans la soirée et d'une façon assez irrégulière, le relief intervenant pour retarder son arrivée dans les vallées et endroits abrités; c'est ainsi qu'il atteint Genève vers 21 h. avant Lyon (24 h.) (fig. 1). Les figures 1 et 2 reproduisent les enregistrements de température de quelques stations de plaine et d'altitude. Il convient

de remarquer la grande similitude des courbes de température des sommets alpins; le thermogramme du St-Bernard (2476 m), non reproduit, se superpose presque exactement à celui du Saentis si l'on ne tient pas compte des valeurs absolues; au Saentis et à la Zugspitze, la température a suivi une marche identique. L'analogie subsiste encore avec le Puy de Dôme.

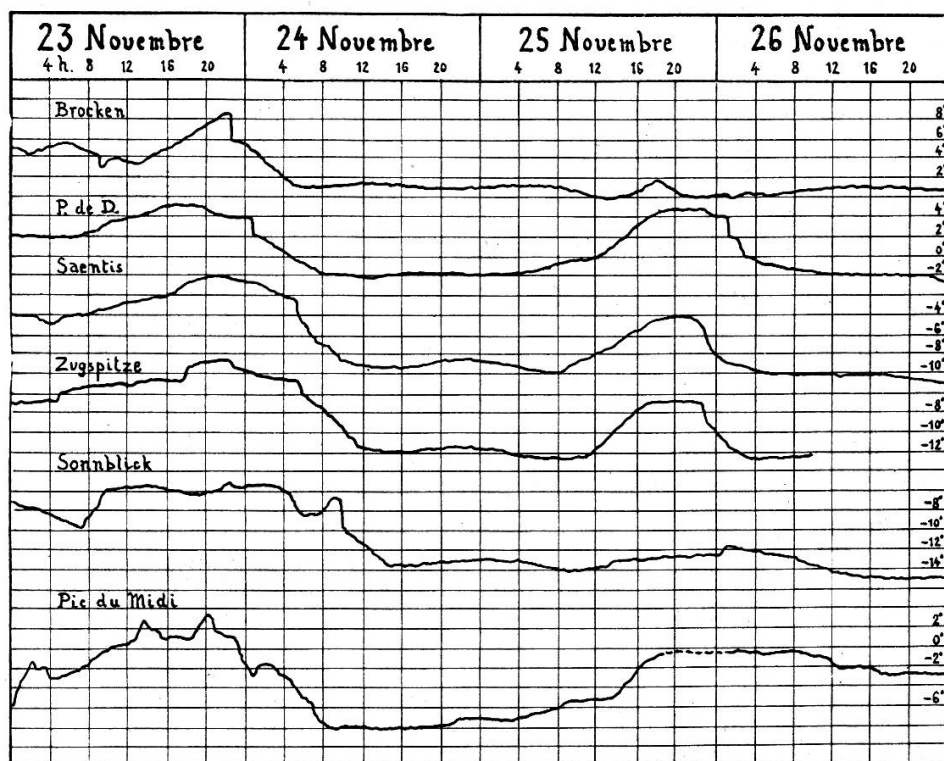


Fig. 1.

Par contre le Pic du Midi (2850 m) et le Sonnblick (3106 m) font exception et présentent des thermogrammes assez particuliers: le premier, beaucoup plus éloigné des perturbations, révèle un climat déjà différent avec des valeurs absolues relativement plus élevées et des discontinuités beaucoup moins nettes. Le Sonnblick, lui, paraît se trouver trop loin du front chaud et reste vraisemblablement au-dessous de celui-ci.

*Cas II (25-26 nov.).* — L'évolution de cette perturbation est identique dans ses grandes lignes à celle de la précédente. La trajectoire du cyclone est un peu plus méridionale. Par

contre, l'occlusion du secteur chaud s'effectue beaucoup plus rapidement. En effet, alors qu'au Puy de Dôme l'air chaud possède la même température que dans le premier cas ( $5,0^{\circ}$ ), sur les autres sommets, qui accusent cependant un réchauffement notable, cet air est plus froid (de  $4^{\circ}$  au Saentis, de  $4,5^{\circ}$  à la Zugspitze) que dans le secteur chaud du premier cyclone: seul l'air de transition qui est en réalité de l'air froid réchauffé par glissement descendant les a atteints. Le Brocken (1153 m) qui, dans le premier cas, avait émergé dans l'air chaud, reste ici constamment dans l'air froid. Enfin, la marche de la température au Sonnblick montre clairement que l'air de transition ne l'a même pas atteint. Au Pic du Midi, le givre a dû sérieusement gêner la marche de l'appareil enregistreur.

Il ressort de ces considérations que le Puy de Dôme fournit dans les deux cas une observation de température de grande valeur. En effet, l'air chaud type de ces deux cyclones devait avoir à peu de chose près la même origine géographique, et sa température à un niveau donné devait être la même dans chacun des secteurs chauds. Si donc la température de l'air chaud au sommet du Puy de Dôme était la même dans les deux cas, il faut y voir la preuve qu'en ce point l'air chaud était bien homogène et que la température de  $5^{\circ}$  était caractéristique de cette masse d'air au niveau considéré (1465 m). On a donc ici un point de repère précieux permettant de comparer les températures de l'air des deux secteurs chauds en d'autres endroits, températures qui, répétons-le, doivent être identiques à un niveau donné si c'est bien à l'air chaud type que l'on a affaire. Nous faisons ici allusion au problème de l'identification des masses d'air auxquelles, théoriquement au moins, on peut attribuer à un moment donné de l'année un état civil bien déterminé, c'est-à-dire un gradient vertical de température à peu près fixe et des valeurs absolues de température à peu près constantes (la question de l'humidité spécifique est plus délicate). En résumé, nous concluons que le Puy de Dôme nous fournit dans le cas des deux cyclones étudiés des températures caractéristiques de l'air chaud qui l'a atteint. Nous allons immédiatement utiliser cette propriété pour juger du caractère représentatif des courbes de températures en fonction

de l'altitude qui vont être établies à l'aide des observations des sommets alpins.

b) *L'air chaud et le relief.* — Les thermogrammes de plaine présentent dans l'air chaud une allure irrégulière, difficile à interpréter (fig. 2). Quelques stations indiquent une hausse lente

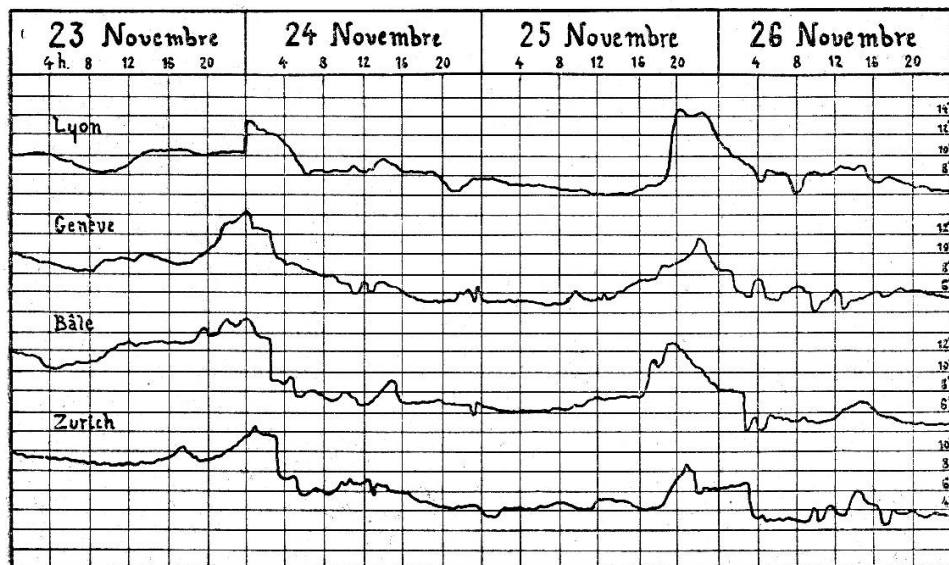


Fig. 2.

de la température, d'autres une hausse brusque (Lyon). Dans le but de décider pour chacune des courbes si le maximum de température correspond réellement à la température de l'air chaud au niveau considéré, ou si l'on a seulement affaire à de l'air de transition (air froid réchauffé), il est nécessaire d'établir sur la base des observations de sommets la courbe de température en fonction de l'altitude dans l'air chaud, puis de calculer le gradient vertical moyen, ou simplement d'extrapoler graphiquement vers le bas pour trouver les valeurs caractéristiques relatives à chaque station. En fait, comme on va le voir, nous avons ramené les maxima de température des différentes stations de plaine au niveau de 500 m à l'aide d'un gradient vertical arbitraire, mais voisin de la réalité (l'erreur est négligeable de toutes façons, vu les petites distances verticales), puis déterminé graphiquement la température de l'air chaud à 500 m à l'aide de la courbe susmentionnée.



En vue d'établir la courbe de température en fonction de l'altitude, groupons les stations de sommets représentatives d'une zone relativement restreinte en latitude, en éliminant celles qui par suite du gradient méridien horizontal de température assez important fourniraient des températures soit trop hautes (Pic du Midi), soit trop basses (Brocken). Le Puy de Dôme est un peu excentrique par rapport aux Alpes, mais ses données, comme nous venons de le voir, paraissent être si caractéristiques que nous l'annexons au domaine alpin. Voici les maxima de température relevés sur les thermogrammes:

	Cas I	Cas II
Chaux-de-Fonds (986 m)	8,0°	5,0°
Puy de Dôme (1465 m) .	5,1°	5,2°
St-Bernard (2476 m) . .	1,0°	— 2,0°
Saentis (2500 m). . . .	0,0°	— 4,0°
Zugspitze (2962 m). . .	— 2,5°	— 7,0°
Sonnblick (3106 m). . .	— 5,0°	— 11,5°

En remarquant en outre qu'à ces stations (Sonnblick excepté) la hausse de température se termine dans le premier cas par un palier horizontal, ce qui indique que la température quasi constante de l'air chaud type est atteinte, on peut affirmer que les maxima ci-dessus (cas I) sont bien les températures de l'air chaud type. La figure 3 montre la courbe de température en fonction de l'altitude dans l'air chaud dans le premier cas. Dans le second cas, la comparaison avec le Puy de Dôme, qui accuse la même température de l'air chaud, montre que les autres sommets n'ont pas émergé dans l'air chaud type, mais que la hausse de température qui y fut enregistrée correspond à l'air de transition seul; en d'autres termes, l'occlusion de ce second cyclone était plus avancée, et l'air chaud type se trouvait dans les Alpes à un niveau supérieur à 3000 m. La courbe de température que l'on pourrait tracer à l'aide des températures ci-dessus (cas II) n'aurait donc pas de sens physique précis.

Dans la figure 3 nous avons également dessiné la courbe correspondant à l'air du coin froid agressif qui, dans les deux cas, possédait les mêmes propriétés thermiques. On sait que le coin froid agressif n'est autre que l'air froid situé sous la surface frontale et qui se déplace plus rapidement que l'air chaud qu'il

a devant lui; on appelle par contre coin froid régressif l'air froid compris sous un front chaud et qui recule devant l'air chaud (voir Bjerknæs (8)). Les deux courbes de la figure 3 sont donc à peu près celles qu'auraient fournies des sondages à l'intérieur des deux masses chaudes et froides respectives. On remarquera que le gradient vertical de température dans l'air chaud est plus faible que celui de l'air froid.

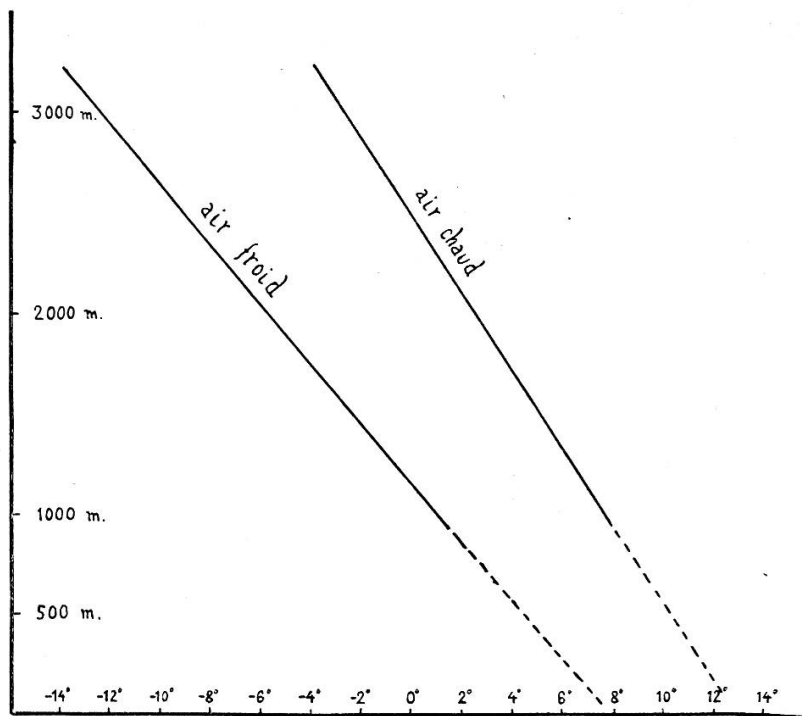


Fig. 3.

Une extrapolation graphique vers le bas permet d'attribuer à l'air chaud à 500 m une température d'environ 10,5°. Or, voici les maxima des stations de plaine lus sur les thermogrammes et réduits à 500 m à l'aide d'un gradient de 0,006° par m:

	Cas I	Cas II
Lyon (299 m) . . . . .	12,4°	12,9°
Besançon (311 m) . . . . .	11,9°	9,4°
Genève (405 m) . . . . .	13,4°	10,9°
Montcherand (565 m) . . . . .	10,9°	9,3°
Neuchâtel (487 m) . . . . .	?	10,0°
Bâle (277 m) . . . . .	13,7°	11,7°
Berne (572 m) . . . . .	12,4°	9,0°
Zurich (493 m) . . . . .	12,5°	8,5°

Il ressort de ce tableau que l'air chaud au niveau du sol est loin d'être thermiquement homogène. Dans le premier cas, seule la station de Montcherand accuse une température assez voisine de celle que nous avons calculée pour 500 m; Genève et Bâle en particulier ont environ 3° de plus que ne le veut le calcul. Comme le courant chaud venait du SW, une influence du relief (Jura) est très vraisemblable; examinons cette possibilité de plus près.

Cherchons à calculer de quel niveau devait provenir l'air réchauffé par mouvement descendant adiabatique pour se trouver à 500 m de 3° plus chaud que ne l'indique la courbe de la figure 3. Cela revient à chercher la hauteur  $z$  à laquelle un élément d'air, plus chaud de 3° que l'air ambiant au niveau  $z = 0$ , atteint la même température que l'air ambiant en s'élevant suivant l'adiabatique sèche.

On sait que la relation fondamentale d'une transformation adiabatique est exprimée par:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{Jc_p} \cdot \frac{dp}{p} \quad (1)$$

L'introduction de l'équation fondamentale de la statique:

$$dp = - \frac{pg}{RT'} dz ,$$

permet d'exprimer la variation de température de l'élément d'air en mouvement en fonction de la hauteur; on obtient:

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{Jc_p} \frac{T}{T'} \quad (2)$$

$T'$  étant la température moyenne de la colonne d'air de hauteur  $dz$ . On peut intégrer (2) si l'on admet que la température de l'air ambiant est une fonction linéaire de la température, soit  $T' = T_0 - \alpha z$ ,  $\alpha$  étant le gradient vertical de température. En posant  $\frac{g}{Jc_p} = \gamma$ , l'intégration fournit:

$$T = T_0 \left( \frac{T'}{T_0} \right)^{\frac{\gamma}{\alpha}} \quad (3)$$

Si l'on se rappelle que  $T' = T'_0 - \alpha z$ , et qu'au niveau d'équilibre cherché on doit avoir  $T = T'$ , il vient finalement:

$$z = \frac{1}{\alpha} \left[ T'_0 - \left( \frac{T'_0}{T_0} \right)^{\frac{1}{\gamma - \alpha}} \right]. \quad (4)$$

Dans notre cas nous avons  $T'_0 = 283,5^\circ$ ,  $T_0 = 286,5^\circ$  et  $\alpha = 0,006^\circ$ .  $z$  est alors égal à 550 m environ. Le calcul ne peut être qu'approché; il nécessiterait pour être rigoureux la connaissance de  $\alpha$  et de  $\gamma$  avec une exactitude plus grande qu'il n'est possible de les avoir.

En résumé, l'air anormalement chaud que l'on observe le 23 au soir, à Genève et à Bâle en particulier, devait provenir d'une altitude (absolue) de 1000 m environ. Un effet de foehn dû à la présence du Jura est donc ici tout à fait plausible. Il est possible qu'à Lyon, et même à Berne et à Zurich, une influence du relief se soit fait sentir, quoique à un degré plus faible. Il n'est d'autre part nullement surprenant de constater qu'à Montcherand, au pied même du Jura, l'effet de foehn est nul; lorsque l'air qui franchit un obstacle est thermiquement stable (gradient vertical de température nettement inférieur au gradient adiabatique), les lignes de courant n'épousent que très grossièrement le profil montagneux, et le réchauffement adiabatique ne se fait sentir qu'à partir d'une certaine distance du pied sous le vent de l'obstacle.

Dans le cas II, il est évident d'après les températures du tableau ci-dessus que l'air chaud n'a pas atteint du tout le sol, mais que l'advection d'air plus méridional et le réchauffement dû au relief ont provoqué en plaine la hausse de température qui, à première vue, pourrait faire croire à un secteur chaud réel.

c) *Les fronts froids.* — Un front froid est toujours plus facile à repérer, tant sur les cartes synoptiques que sur les enregistrements de température, de pression et de vent; il se rapproche en effet beaucoup plus de la surface de discontinuité d'ordre zéro

que le front chaud <sup>1</sup>. Son passage sur une station est indiqué en général non seulement par une baisse brusque de température, mais encore par le crochet caractéristique du barogramme. Nous nous sommes servi de ces deux indices pour déterminer les heures de passage des deux fronts froids des cyclones envisagés, et nous avons toujours trouvé une excellente concordance qui nous a permis de fixer ces heures avec une exactitude suffisante pour nos besoins. En altitude cependant, le barogramme ne présente pas toujours le crochet, la pression continuant à baisser après le passage frontal; mais alors le thermogramme de forme plus simple qu'en plaine permet de placer le front assez facilement. Avec Bjerknes nous plaçons le passage d'un front froid au moment du début de la baisse de température.

Relevons tout d'abord quelques particularités des thermogrammes de plaine (fig. 2). Dans le cas II, les courbes indiquent un front diffus: la baisse de température s'est produite non pas brusquement, mais d'une manière progressive, indice de l'existence dans l'air froid d'une couche de « subsidence » assez large. Il faut entendre ici par subsidence le glissement vers le bas qu'éprouvent une ou plusieurs lamelles d'air dans la partie supérieure du coin froid comprise sous la surface du front froid. Ce glissement descendant a pour effet de réchauffer l'air immédiatement situé sous la surface du front, de sorte que cet air apparaît alors au niveau du sol comme plus chaud que l'air froid type qui le suit, tout en restant encore plus froid que l'air chaud préfrontal; il se crée de la sorte une zone d'air de transition derrière le front froid. J. Bjerknes (9) a montré comment cette subsidence peut modifier la forme des thermogrammes au voisinage des fronts: les courbes, nettement discontinues dans le cas de fronts froids typiques, deviennent arrondies lorsque la subsidence entre en jeu.

<sup>1</sup> En hydrodynamique, une surface de discontinuité est de l'ordre zéro lorsque la vitesse est discontinue à l'endroit de cette surface; elle est dite du premier ordre lorsque seule la dérivée de la vitesse est discontinue. Par analogie, on dit en météorologie dynamique qu'une surface de discontinuité est de l'ordre zéro quand la température est discontinue à son endroit, ce qui implique une discontinuité du vent; une surface de discontinuité est dite du premier ordre lorsque seule la dérivée de la température est discontinue.

A Zurich la baisse eut lieu en deux fois: la première chute (21 h.  $\frac{1}{2}$ ) correspond au front froid principal comme l'indique le barogramme qui présente à ce moment là le crochet typique; la deuxième chute (3 h.) correspond au front froid secondaire séparant l'air froid réchauffé par la subsidence et l'air froid proprement dit. Il n'est pas sans intérêt de mentionner le fait que nous avons personnellement observé ce soir là (25 nov.) à 23 h., à Zurich, une magnifique éclaircie au milieu de la tempête: quelques fracto-cumulus chassés rapidement de WSW à faible hauteur au-dessus du sol meublaient seuls un firmament parfaitement pur, libre de tous nuages supérieurs. Une composante descendante du vent (subsidence) était donc à ce moment fort plausible.

Le thermogramme de Vienne (Autriche), non reproduit, est tout autre. Dans l'un et l'autre cas, l'arrivée des fronts froids est marquée par une hausse de température accompagnant une saute brusque du vent qui passe du NE au NW le 24, du SSW au WSW le 26. On a affaire ici à une transformation de front dont J. Bjerknes (9) a donné le mécanisme. Lorsque l'air relativement chaud dans lequel pénètre le coin froid devient, pour une raison ou pour une autre (air continental inerte, refroidi par rayonnement; inversion au sol), peu à peu plus froid, la surface de séparation se relève et tend vers la verticale lorsque la différence de température tend vers zéro. En effet, dans la formule de Margules donnant la pente de la surface de discontinuité en fonction des vitesses  $v_1$  et  $v_2$  de l'air parallèles au front de part et d'autre de celui-ci et des températures  $T_1$  et  $T_2$ , et qui s'écrit:

$$\operatorname{tg} \theta = - \frac{l}{g} \frac{v_1 T_2 - v_2 T_1}{T_2 - T_1}, \quad (5)$$

on voit que pour  $T_2 = T_1$  on a  $\operatorname{tg} \theta = \infty$ , les vitesses restant les mêmes. Il peut même arriver que, la discontinuité subsistant dans le champ de mouvement, l'air froid postfrontal soit finalement plus chaud que l'air préfrontal, et que le front incliné alors vers l'avant devienne front chaud au moins au voisinage du sol, alors qu'en altitude le front froid subsiste comme tel. On a alors dans (5)  $T_2 - T_1 < 0$ , d'où  $\operatorname{tg} \theta < 0$ .

Les diagrammes de température au sol indiquent dans ce cas un front chaud apparent qui n'est que le résultat du renversement près du sol de la surface d'un front froid réel. C'est ce qui s'est passé à Vienne ainsi qu'on peut s'en assurer par un simple calcul. Reprenant la courbe de la figure 3, donnant la température de l'air froid en fonction de l'altitude, on voit qu'une extrapolation vers le bas indique une température de  $6,5^{\circ}$  à 200 m (altitude de Vienne), valeur qui ressort également des enregistrements du Plateau suisse. Or l'air voisin du sol à Vienne avait avant les deux passages une température de  $4,7^{\circ}$ . Par conséquent dans les couches tout à fait inférieures de la troposphère, les deux fronts froids apparaissent ici avec les caractères de fronts chauds. Il faut peut-être rapprocher ces deux cas de ceux que cite R. Dietzius dans les « Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre » (Bd. VII), où l'auteur met en évidence le « lac » d'air froid reposant dans la plaine danubienne et dont l'épaisseur est de l'ordre de 500 m.

Revenons maintenant à l'étude des deux fronts froids dans la région alpine. Nous avons cherché sur les enregistrements de température et de pression de 13 stations suisses et de 13 stations de France, d'Allemagne, de Pologne et d'Autriche les heures de passage des fronts; puis à l'aide de ces heures nous avons tracé les isochrones des deux fronts en Europe centrale (fig. 4 et 5).

En examinant ces cartes d'isochrones, on constate que les fronts en Europe centrale sont nettement retardés dans leur progression par le relief continental et en particulier par le Massif Central, le Jura et les Alpes. Il ne faut pas ramener cette accélération négative à l'influence seule du relief continental. Il convient en effet de tenir compte de l'étalement de l'air froid dans sa progression, étalement qui entraîne, en vertu de la continuité de la masse, une diminution de sa composante de vitesse parallèle aux isobares. L'air froid loin du centre dépressionnaire, animé d'une vitesse égale ou inférieure à celle qu'il possède près du centre, voit donc sa limite méridionale — le front froid — se déformer, et de normale aux isobares devenir peu à peu parallèle à celles-ci. La composante de vitesse normale au front diminue donc dans les régions éloignées du centre dépressionnaire (France), soit que la valeur absolue de la vitesse

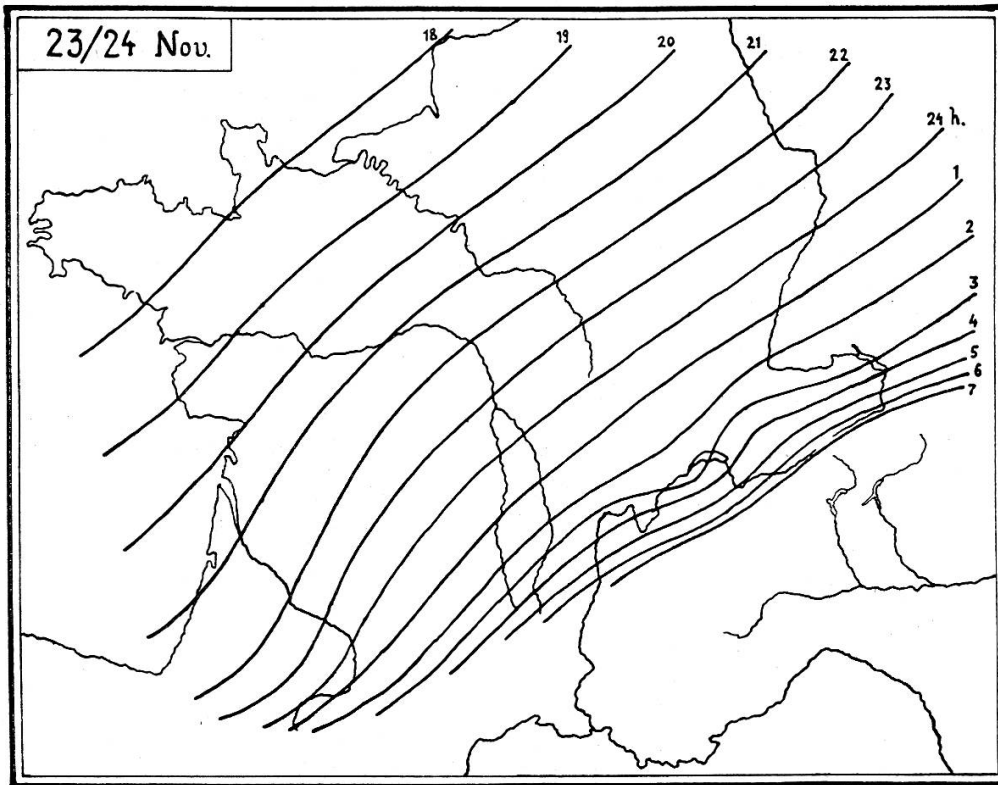


Fig. 4.

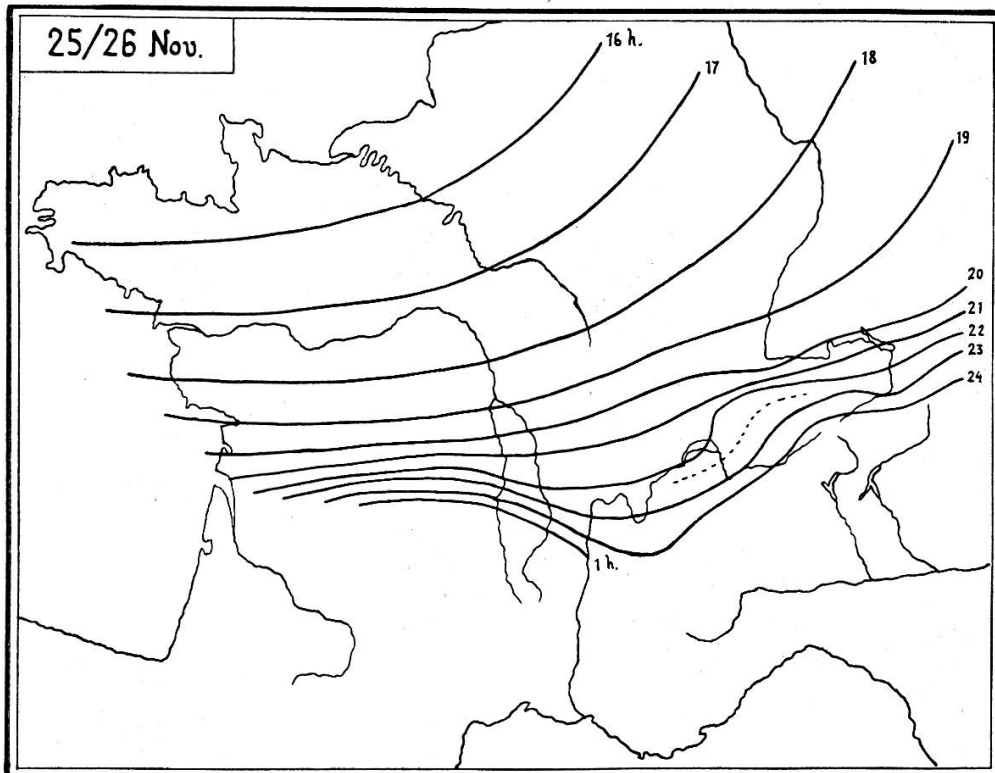


Fig. 5.



de l'air froid devienne plus petite, soit que la composante tangentielle au front devienne plus grande. De toutes façons la vitesse du front doit donc diminuer au fur et à mesure qu'il s'approche de l'Europe centrale, et à plus forte raison si l'on considère en outre l'influence retardatrice du frottement sur le sol continental.

De fait, la vitesse des fronts dans les cartes ci-dessus tombe de 100 km/h à 20 km/h environ dans le cas I, de 100 km/h à 25 km/h environ dans le cas II.

Dans les figures 4 et 5, les isochrones ne sont dessinées que jusqu'aux Alpes et pas au-delà; c'est qu'en effet les données de pression et de température sur le versant italien ne permettent plus de placer un front avec certitude; c'est là un fait général et bien connu des météorologistes synopticiens. En effet, la température au Sud des Alpes (au sol) ne varie pas (abstraction faite de la période diurne), et la pression continue à baisser longtemps après le début de la hausse sur le versant nord (Zurich), pendant 12 heures dans le cas I, pendant 8 heures dans le cas II à Lugano. Or, en admettant une vitesse uniforme du front à partir du faite alpin, la hausse de pression devrait débiter environ 7 heures après Zurich dans le cas I, et environ 4 heures après dans le cas II. Si donc le début de la hausse à Lugano devait marquer l'arrivée de l'air froid en ce point comme c'est le cas sur le versant nord, il faudrait admettre que la vitesse des fronts tombe encore à la moitié environ de sa valeur sur le versant nord lorsqu'ils ont franchi le faite alpin. Avant de conclure quoi que ce soit à cet égard, il convient d'examiner les choses d'un peu plus près. Nous touchons ici au centre du problème abordé dans cette étude: *les fronts ont-ils franchi la barrière alpine* ? Si tel est le cas, quel a été l'effet du relief sur leur structure ? Il est impossible à l'heure actuelle de répondre complètement à ces questions par voie *expérimentale*. Nous manquons d'observations de l'atmosphère libre sur le versant sud des Alpes, et c'est là une importante lacune qu'il serait du plus haut intérêt de combler, soit par l'installation d'une bonne station de sommet dans les Alpes tessinoises, soit par des sondages aérologiques. Nous tenterons donc de tirer le meilleur parti possible du matériel existant.

Quoi qu'il en soit, le problème de l'évolution des fronts froids franchissant les Alpes ne peut être séparé de celui qui a trait à la structure particulière du champ de pression au Sud des Alpes au moment de ces passages; aussi est-ce ce phénomène-là que nous allons maintenant étudier de plus près.

3. *La dépression sud-alpine.* — a) *Les données du problème:* C'est un fait bien connu que, chaque fois qu'un front froid aborde les Alpes, on observe au moment du refroidissement sur le versant nord une singularité du champ de pression sous forme d'une dépression apparaissant très rapidement au Sud des Alpes, sur la plaine du Pô à peu près. La genèse de cette dépression a fait l'objet de quelques travaux parmi lesquels il faut citer ceux de Trabert (10) et surtout de v. Ficker (11). Ce dernier auteur distingue dans le processus de l'invasion d'air froid deux vagues de pression; l'une d'origine purement thermique n'est autre que la variation de pression due au remplacement de l'air relativement chaud par de l'air plus froid et que v. Ficker appelle la vague « secondaire » (Sekundärwelle); l'autre serait une variation de pression ayant son siège dans la haute atmosphère, la vague dite « primaire » (Primärwelle). Lors de l'arrivée d'un front froid au Nord des Alpes, l'air froid est arrêté tout ou partie par les montagnes et ne parvient pas au Sud de la chaîne; par conséquent, alors que sur le versant nord on observe une variation de pression de nature complexe due à la superposition des deux vagues primaire et secondaire, sur le versant sud au contraire on n'observe que la vague primaire, laquelle est, d'après l'auteur, toujours décalée par rapport à l'autre (retardée); l'effet de cette vague primaire serait alors de produire l'image isobarique typique, c'est-à-dire la dépression sud-alpine.

Cette théorie s'accorde bien avec les faits d'observation. Elle avait au moment où son auteur l'a établie l'inconvénient de faire appel à une hypothétique vague de pression de la haute atmosphère. Or cette vague a reçu une vraisemblance de réalité par les recherches récentes de J. Bjerknes (8), qui sont venues confirmer celles de A. Schedler (12); il nous a paru intéressant de reprendre le problème à la lueur de ces dernières idées et

de le traiter dans les deux cas réels dont nous avons donné ci-dessus la description.

Nous nous servirons dans ce but de deux notions plus ou moins contenues implicitement dans la théorie de von Ficker, mais que A. Gião (13) a établies d'une manière tout à fait claire, les notions de *champ isallobarique de déplacement* et de *champ isallobarique d'évolution*. Nous définissons avec Gião le champ isallobarique de déplacement comme suit: c'est le champ de variation de pression due uniquement au remplacement de l'air chaud par de l'air froid ou vice versa, ou en d'autres termes, provenant du passage en un point fixe des surfaces inclinées de discontinuité. Le champ isallobarique d'évolution est le champ de variation de pression due aux transports de masse horizontaux et verticaux; il est en rapport intime avec le creusement et le comblement des perturbations. La valeur du champ d'évolution en un point fixe par rapport à la perturbation qui se déplace avec la vitesse  $u$ , est donnée par la relation:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{\partial p}{\partial t} + u \frac{\partial p}{\partial x},$$

l'axe des  $x$  étant parallèle à la direction de déplacement.

Appliquons au cas de la dépression sud-alpine ces notions de champs isallobariques d'évolution et de déplacement *prises dans leur sens le plus large*, c'est-à-dire considérées pour l'ensemble des variations de pression relatives à une dépression. Il est évident que les variations de pression observées au Nord des Alpes sont de nature complexe et résultent des effets superposés des deux champs: lorsqu'une dépression se déplace en Europe septentrionale, la pression en un point fixe varie tant du fait du creusement ou du comblement de la dépression et de son mouvement de l'Ouest à l'Est, que du fait du passage du ou des fronts amenant de l'air de densité différente. Mais qu'en est-il alors des conditions sur le versant Sud des Alpes? Etant *admis* une fois pour toutes que l'air froid franchit le faite alpin, ce que les observations de montagne établissent indiscutablement, non seulement dans notre cas, mais encore d'une manière générale, la question se ramène en somme à l'alternative suivante:

1. L'air froid ayant franchi le faite alpin se déverse sur le versant sud en se réchauffant par compression adiabatique; il y a donc *frontolyse* et le champ isallobarique de déplacement est nul ou de signe contraire à celui du versant nord: seul le champ isallobarique d'évolution commande les variations de pression au Sud des Alpes.

2. L'air froid ayant franchi le faite alpin se déverse sur le versant sud assez lentement pour que la compression soit à peu près isotherme; un refroidissement doit alors se produire sur le versant sud et la variation de pression est, là aussi, de nature complexe, les effets des champs de déplacement et d'évolution étant superposés.

b) *Première hypothèse*: L'air froid franchit les Alpes et se réchauffe adiabatiquement par sa descente sur le versant sud. Ce réchauffement s'effectue selon l'équation bien connue de Poisson:

$$\frac{T_1}{T_2} = \left( \frac{p_1}{p_2} \right)^{\frac{R}{J \cdot c_p}},$$

$T_1$ ,  $p_1$ , étant la température et la pression au niveau du faite alpin, et  $T_2$ ,  $p_2$ , les mêmes grandeurs à la base du versant sud. Dans ce cas, le champ isallobarique d'évolution de la perturbation existe seul au sud des Alpes. Il faut donc examiner si l'effet de ce dernier permet d'expliquer la formation de la dépression sud-alpine.

En admettant que le champ d'évolution d'une perturbation puisse être défini par la variation de pression en son centre, nous allons essayer de trouver la valeur de la pression en un point quelconque à partir de la pression au centre. Quelques simplifications sont nécessaires. Assimilons la dépression principale à un système d'isobares circulaires concentriques avec gradient de pression uniforme, ce qui, dans les perturbations qui nous occupent, est à peu près le cas pour leur moitié sud. Il s'agit de trouver la relation donnant la pression en fonction du temps en un point fixe quelconque, la perturbation se déplaçant avec une vitesse donnée.

Si l'on suppose la dépression immobile, la pression en un point quelconque est une fonction  $p = p(r, t)$  de la distance  $r$  au centre et du temps  $t$ . Si l'on considère ensuite la dépression mobile et se déplaçant avec une vitesse  $u$ , la distance du point fixe par rapport au terrain au centre du cyclone est une fonction  $r = r(t)$  qui, introduite dans la première, fournit l'expression cherchée. En fait, il est plus simple de considérer un point mobile par rapport à la dépression supposée immobile, et animé d'une vitesse  $-u$ ; c'est ce que nous ferons dans le calcul ci-dessous.

On sait que la pression au centre d'une dépression assez jeune baisse d'abord rapidement, puis remonte une fois l'occlusion achevée. On peut en général exprimer par une relation simple la marche de la pression au centre pendant la période de plus grande activité, soit 24 à 36 heures. Dans les deux cas

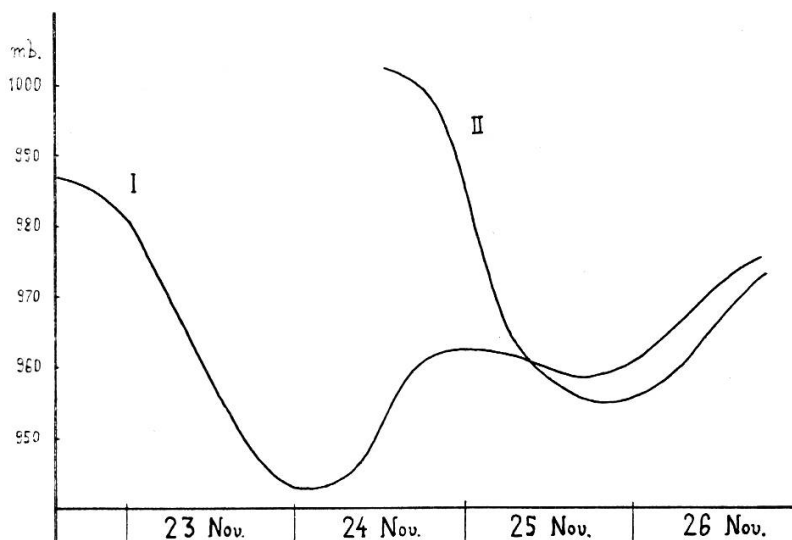


Fig. 6.

étudiés ici (23 et 25 novembre), nous avons pu représenter cette marche par une équation du 2<sup>me</sup> degré (voir équation (5) plus loin). La figure 6 représente les courbes empiriques de la pression au centre des perturbations I et II, telles que nous avons pu les reconstituer d'après les cartes synoptiques; l'une de ces courbes se trouve dans un mémoire de C. F. Douglas (14).

Nous avons ensuite admis: qu'à mesure que l'on s'éloigne de

la ligne parcourue par le centre, la parabole représentative « s'ouvre » de plus en plus et dégénère, pour une valeur donnée  $r_0$  de  $r$ , en une droite; qu'alors  $p = q_0 = \text{const.}$ ; que la pression minimum  $q$  au point P croît linéairement à partir du centre; qu'enfin le coefficient de  $t^2$  diminue progressivement et tend vers zéro suivant une loi plus ou moins simple, et peut être considéré en première approximation comme proportionnel à  $(q_0 - q)$ .

Dans un système de coordonnées  $(p, r, t)$ ,  $p$  étant la pression,  $r$  la distance au centre et  $t$  le temps, on a donc les relations ( $q = \text{minimum}$  au point considéré, pour  $t = 0$ , le point servant d'origine):

$$\begin{aligned} p - q &= a(q_0 - q)t^2, & (1) \\ r &= mq. \end{aligned}$$

Par élimination du paramètre  $q$ , on obtient:

$$p = \frac{a}{m}(r_0 - r)t^2 + \frac{r}{m}. \quad (2)$$

$\pi$  étant la valeur du minimum  $q$  au centre, et  $\tau$  l'époque à laquelle ce minimum se produit, on a par translation d'axes dans le plan  $p, t$ :

$$p - \pi = \frac{a}{m}(r_0 - r)(t - \tau)^2 + \frac{r}{m}, \quad (3)$$

soit, après réduction:

$$p = \frac{a}{m}(r_0 - r)t^2 - \frac{2a\tau}{m}(r_0 - r)t + \frac{1}{m}(1 - a\tau^2)r + \frac{a\tau^2 + m\pi}{m}, \quad (4)$$

qui est la relation  $p = p(r, t)$  cherchée.  $m, r_0, \tau, \pi$  sont donnés expérimentalement. Pour  $r = 0$ , on est ramené à une relation de la forme:

$$p = \alpha t^2 + \beta t + \gamma, \quad (5)$$

qui est la courbe de variation de pression au centre de la perturbation. Elle se détermine donc au moyen des courbes d'observation de la figure 6 considérées entre certaines limites

convenables. Des coefficients  $\alpha$ ,  $\beta$  et  $\gamma$  trouvés empiriquement de cette façon on tire la valeur de  $a$ .

Il ne reste plus qu'à exprimer  $r$  en fonction du temps. En considérant comme nous l'avons indiqué plus haut un point mobile P (fig. 7) par rapport à la perturbation et se déplaçant

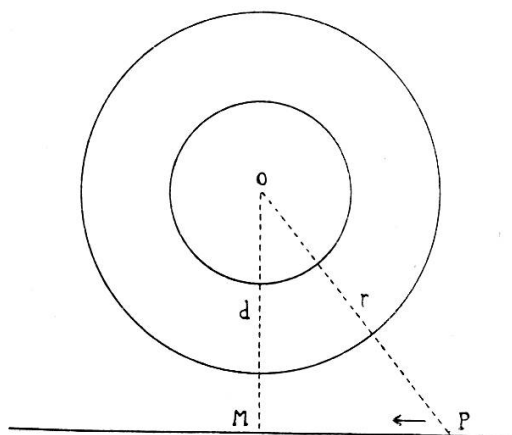


Fig. 7.

avec la vitesse ( $-u$ ) sur une droite quelconque passant en M à une distance  $d$  du centre, la trajectoire du cyclone pouvant être considérée comme rectiligne dans les limites du problème, on a immédiatement la relation:

$$r = \sqrt{d^2 + u^2(t - n)^2}, \quad (6)$$

l'origine des temps se trouvant en P;  $n$  est le temps que met le mobile pour aller de P en M. Introduisons alors (6) dans (4) mise sous la forme:

$$p = (r_0 - r)(At^2 - Bt) + Cr + D, \quad (7)$$

on obtient:

$$p = (r_0 - \sqrt{d^2 + u^2(t - n)^2})(At^2 - Bt) + C\sqrt{d^2 + u^2(t - n)^2} + D. \quad (8)$$

C'est la formule générale donnant la pression en un point fixe quelconque lorsque la dépression se déplace en ligne droite, le centre passant à une distance  $d$  du point avec une vitesse ( $u$ ).

Cette formule représente donc la courbe d'un barographe placé en ce point et dans l'hypothèse que nous avons faite.

Appliquons maintenant cette formule au cas I, et établissons la relation (8) pour Lugano. Les cartes synoptiques des 23 et 24 novembre nous permettent d'établir la relation (5) par six valeurs de la pression au centre de la dépression. Nous avons trouvé que la parabole:

$$p = 0,082 t^2 - 2,78 t + 966 \quad (9)$$

représente assez exactement la courbe de pression observée, au moins dans l'intervalle compris entre 8 h. le 23 et 14 h. le 24 (voir fig. 6). L'origine des temps se trouve à 8 h. le 23. Le minimum de la courbe a pour coordonnées  $\tau = 16,95$  h. et  $\pi = 942,4$  mb. Faisons  $r = 0$  dans (4); on a alors:

$$\alpha = \frac{ar_0}{m} = 0,082 .$$

D'autre part,  $m = 0,182$  d'après la carte, et  $r = 30$  (en hectokilomètres). D'où  $a = 0,000497$ . L'équation (4) s'écrit alors:

$$p = 0,0027(30 - r)t^2 - 0,0915(30 - r)t + 4,71r + 966 . \quad (10)$$

Dans la relation (6) on détermine sur la carte la distance  $d$  de Lugano à la trajectoire de la dépression; elle est égale ici à 12,5 hkm. La vitesse moyenne  $u$  de déplacement de la dépression est de 0,4 hkm et  $n$  est égal à 20 h. On a donc:

$$r = \sqrt{156,25 + 0,16(t - 20)^2} , \quad (11)$$

qui introduit dans (8) permet d'écrire:

$$p = (30 - \sqrt{156,25 + 0,16(t - 20)^2})(0,0027t^2 - 0,0915t) + 4,71\sqrt{156,25 + 0,16(t - 20)^2} + 966 ; \quad (12)$$

telle est la relation donnant la pression en fonction du temps à Lugano entre 8 h. le 23 et 14 h. le 24 novembre 1928 dans l'hypothèse faite que *seul* l'effet du champ isallobarique d'évolution se fait sentir en cet endroit.

Il serait facile d'améliorer encore la formule (12) en consi-



dérant la vitesse de déplacement  $u$  du cyclone comme variable. La fonction  $u = f(t)$  peut se tirer de l'examen des cartes synoptiques. La vitesse de la dépression dans le cas I est de l'ordre de 80 km/h sur l'Atlantique le matin du 23, puis diminue rapidement au fur et à mesure que le cyclone s'approche du continent. Nous avons trouvé que la relation:

$$u = 0,8 e^{-\frac{t}{30}}$$

donne une bonne représentation de cette vitesse. Son introduction dans la formule (12) ne nous a cependant pas paru très avantageuse et ne modifie guère le résultat numérique final, attendu que l'on ne prend en considération dans (12) qu'une petite tranche du phénomène, entre 8 h. le 23 et 14 h. le 24.

Il est évident *a priori* que la méthode purement géométrique qui vient d'être développée ne saurait prétendre à une grande rigueur; la régularité et la symétrie admises dans le calcul ne sont pas nécessairement réalisées dans le phénomène naturel. Toutefois, si l'on se contente d'utiliser la formule obtenue dans des limites de temps assez étroites (24 h. ou 36 h. au maximum), et seulement dans la région située au Sud de la dépression, où la structure du champ de pression dépend presque uniquement de la perturbation assez forte envisagée, on peut, sans s'arrêter aux valeurs absolues, admettre que l'allure au moins de la courbe de pression calculée se rapproche suffisamment de la courbe réelle. En particulier, on peut attendre que l'époque calculée du minimum de pression — et c'est là le point qui nous intéresse le plus — puisse être déterminée avec une précision suffisante.

Or voici sous forme graphique (fig. 8) le résultat du calcul comparé au barogramme de Lugano (réduit au niveau de la mer).

Un simple coup d'œil montre que les hypothèses faites ne sont pas entièrement satisfaisantes. S'il est vrai que le champ isallobarique d'évolution est seul en jeu au Sud des Alpes, le minimum de pression observé à Lugano devrait coïncider avec celui de la courbe calculée. Il n'en est rien, et l'écart de 12 heures

environ est beaucoup trop grand pour qu'on puisse l'attribuer au manque d'exactitude de la formule (12). En fait la pression continue à baisser à Lugano, alors que le cyclone se comble déjà et s'éloigne de la station (le barogramme de Milan est en tous points semblable). Le même calcul appliqué au cas II aboutit à un résultat tout à fait identique, et nous nous abstiendrons de l'exposer ici.

Mais l'échec auquel mène le calcul ci-dessus ne signifie point que l'hypothèse que nous avons faite (champ d'évolution seul en jeu) ne soit pas fondée. Il montre simplement *qu'il est*

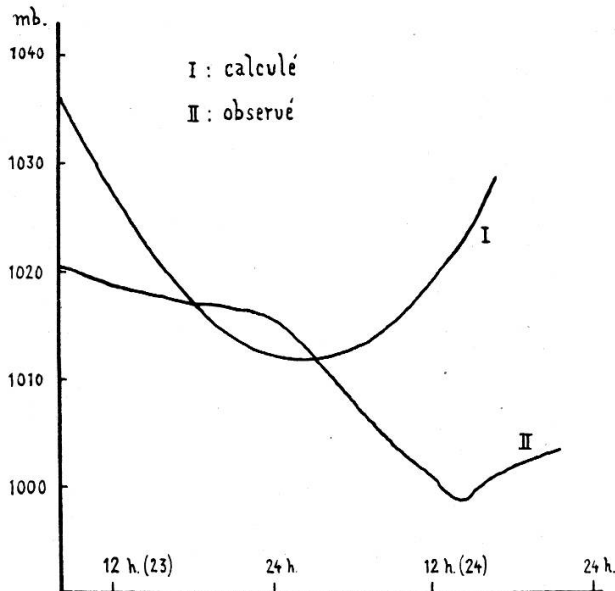


Fig. 8.

*impossible d'établir le champ isallobarique d'évolution de l'ensemble d'une perturbation à partir de la variation de pression en son centre, alors même — et c'est là ce que nous avons admis — que le centre se trouve dans une région où le champ isallobarique de déplacement est pratiquement nul. Il est en effet très vraisemblable que, dans le cas que nous avons choisi, la température était constante à tous niveaux, au moins au voisinage du centre de la perturbation dont l'occlusion avait été rapide, et que le champ de déplacement ne devait entrer en ligne de compte qu'au Sud de la dépression et à une certaine distance du centre, c'est-à-dire en Europe centrale (au Nord*

des Alpes) où le secteur chaud se trouvait encore au niveau du sol. L'absence quasi complète de sondages aérologiques en Allemagne à ce moment-là exclut toute vérification expérimentale de ce fait.

Il n'en subsiste pas moins que la courbe de pression au Sud des Alpes représente très probablement la variation de pression due aux transports de masse, c'est-à-dire le champ d'évolution seul. Nous en voyons une preuve dans la similitude des barogrammes de Nice et de Lugano. A Nice le minimum de pression dans les deux cas étudiés coïncide à une heure près avec celui de Lugano, alors qu'il se produit respectivement 10 h. et 6 h. après celui de Lyon. Or, à Nice, aucun indice ne permet de déceler le passage de fronts froids; ceux-ci se sont donc stabilisés quelque part dans la plaine du Rhône entre Lyon, où leur passage est indiscutable, et la Méditerranée. Nous avons montré plus haut (voir 2c) comment le champ de mouvement rendait cet arrêt vraisemblable. Donc à Nice, comme dans la plaine lombarde, les variations de pression relèvent bien du champ d'évolution seul malgré le décalage donné par le présent essai.

c) *Deuxième hypothèse.* — L'air froid franchit la chaîne alpine et s'écoule sur le versant sud de telle manière que ses surfaces isothermes restent parallèles au profil montagneux; en d'autres termes la compression de l'air descendant n'est pas adiabatique. Dans ce cas l'air froid devrait atteindre tel quel la plaine du Pô où la hausse de pression devrait coïncider avec le refroidissement. Nous avons déjà vu que les observations de Nice comparées à celles de Lugano s'opposent à une telle conclusion; nous allons encore montrer que d'autres faits rendent cette hypothèse peu vraisemblable.

Il est hors de doute que dans nos deux cas l'air froid franchit les Alpes, ce qui, à notre avis, doit être la règle générale pour les fronts froids. Seuls quelques fronts très lents se déplaçant dans un champ de pression à gradient très faible peuvent éventuellement trouver dans les Alpes un obstacle infranchissable. L'expérience montre qu'ils sont rares, les baisses de température d'origine frontale s'observant dans la règle à toutes les altitudes dans les Alpes. De plus, dans les deux cas étudiés

ici, les résultats des sondages italiens par ballons-pilotes mettent en évidence un courant de NW à N le soir des 24 et 26 nov. (le matin à 8 h. déjà, le 26) dans la plaine du Pô.

Pour ce qui concerne la température de l'air déversé sur le versant sud, nous en sommes réduit aux observations des stations échelonnées le long des vallées. Or, si dans la vallée supérieure du Tessin (Airolo) on note une chute de température d'environ 1° dans les deux cas, on ne saurait déceler plus aval une arrivée d'air froid; à Lugano, le thermogramme qui accuse la hausse diurne de la température ne révèle aucun refroidissement. D'ailleurs la température nocturne de cette station est déjà inférieure à celle que devrait avoir l'air froid venu du Nord; il y a dans la région des lacs italiens, comme dans toute la plaine du Pô sans doute, une inversion au sol dont on sait depuis fort longtemps qu'elle est extrêmement fréquente (voir J. Hann, *Handbuch der Klimatologie*, Vo. III, p. 131, III<sup>e</sup> édit.). Le Monte Bré (910 m) accuse, lui, une chute de 2° dans le cas I, et de 1° dans le cas II; nous devons ajouter cependant que les données de cette station ne présentent pas toutes les garanties voulues d'exactitude. Mais, par contre, deux faits permettent de conclure à un réchauffement de l'atmosphère libre par mouvement descendant, au moins à partir d'une certaine hauteur.

1. Le 24 novembre les stations de Lugano, Milan et Salò (Lac de Garde) notent les nébulosités moyennes respectives de 4, 6 et 1, en dixièmes de ciel couvert, alors que le versant nord subit le régime des averses entrecoupées d'éclaircies (instabilité typique) et que le faite alpin est entièrement « bouché » par les masses nuageuses cumuliformes instables et les chutes de neige. A Lugano, le ciel est encore couvert à 8 h. et il pleut: il s'agit de la fin du système nuageux et pluvieux du front chaud. Le 26 novembre les mêmes stations indiquent les valeurs respectives de 2, 2 et 6 pour la nébulosité, tandis que le temps est encore plus mauvais que le 24 sur le versant nord. Nous ne savons pas quels furent les nuages observés du côté italien à ces deux dates; il est probable qu'il s'agissait de cirrus ou d'alto-cumulus lenticularis (foehn). Quoiqu'il en soit, les indices d'un mouvement descendant sont évidents.

2. Un réchauffement peut être mis en évidence par les diffé-

rences de pression entre le Grand St-Bernard (2476 m) et Lugano (276 m), ces deux stations se trouvant à peu près dans le même plan vertical parallèle au front froid. De ces différences de pression on peut tirer le réchauffement donné par la relation:

$$dT_m = \frac{dp_0 - dp}{gz} RT_m . \quad (13)$$

Entre 4 et 12 h. le 24 nov., on a  $dp = -2$  mm,  $dp_0 = -6$  mm et  $T_m = 276^\circ$ ; d'où  $dT_m = 5^\circ$ . Ce calcul, malgré les objections dont il est susceptible, indique donc un réchauffement d'environ  $5^\circ$  de la colonne d'air sur le versant sud des Alpes. L'ampleur de ce réchauffement adiabatique dépend essentiellement de la stratification thermique préalable de l'air reposant dans la cuvette sud-alpine, l'air froid déversé pouvant, suivant les cas, atteindre le sol ou glisser sur une surface d'inversion à mi-hauteur.

On voit par ces deux arguments que le réchauffement par mouvement descendant est extrêmement probable sur le versant sud des Alpes. En réalité la compression de l'air dans sa descente vers le Sud est probablement à peu près adiabatique, mais certainement pas isotherme. La seconde hypothèse n'est donc pas acceptable.

d) *Le champ isallobarique de déplacement au Nord des Alpes.* — De la discussion des deux hypothèses ci-dessus il ressort que la première est la plus vraisemblable. Avant de considérer le sens physique du champ isallobarique d'évolution, voyons brièvement l'effet du champ de déplacement sur le versant nord des Alpes.

D'après Gião (13) le champ isallobarique de déplacement d'un front froid de vitesse  $u$  et d'inclinaison  $\theta$  par rapport au sol est donné par la relation:

$$\frac{dp}{dt} = 34,2 u \operatorname{tg} \theta \frac{T_1 - T_2}{T_1 T_2} p_0 , \quad (14)$$

dans laquelle  $T_1$  et  $T_2$  sont les températures de l'air chaud et de l'air froid respectivement, et  $p_0$  la pression au niveau consi-

déré (sol). A Zurich le 24 nov., à 3 h., le front passait avec une vitesse de 40 km/h. environ; son inclinaison était voisine de  $1/40$  d'après la carte d'isochrones et l'heure du passage au Saentis (5 h.); les températures à 500 m étaient de  $284^{\circ}$  pour l'air chaud et de  $278^{\circ}$  pour l'air froid; la pression enfin était de 944 mb. Par suite, d'après (14),  $\frac{dp}{dt} = 2,5$  mb/h. A Lugano, au même moment, la variation de pression observée était de  $-1,2$  mb/h. Etant donné l'envergure du territoire intéressé par le champ d'évolution et la petitesse relative de la région alpine, cette valeur peut-être considérée comme représentant aussi, d'après nos conclusions, la valeur du champ d'évolution au Nord des Alpes. La somme algébrique de ces deux variations, égale à  $1,3$  mb/h., représenterait donc la variation *résultante* sur le versant nord. Or, à Zurich, la variation observée était à la même époque, de 1 mb/h. L'accord doit être considéré comme satisfaisant, si l'on tient compte de l'incertitude des données (pente du front, vitesse), et si l'on remarque que la discontinuité n'est pas de l'ordre zéro, c'est-à-dire qu'il n'y a pas discontinuité dans la température (isothermes discontinues à l'endroit du front) mais seulement dans les dérivées de la température (isothermes arrondies).

Nous avons donc montré qu'il est possible de distinguer dans la variation de pression au Nord des Alpes (Zurich) la variation due au champ de déplacement de celle qui appartient au champ d'évolution. Ce faisant, on constate en retour que la variation totale au Sud des Alpes (Lugano) pourrait parfaitement ne relever que du champ d'évolution.

e) *Le champ isallobarique d'évolution et les perturbations de la tropopause.* — Considérons maintenant le sens physique du champ isallobarique d'évolution. D'après les recherches les plus récentes de J. Bjerknes (8) (16), les ondes du front polaire qui sont à l'origine des cyclones des régions tempérées sont accompagnées d'ondes de la tropopause dues à un transport méridien de masse, à une sorte d'oscillation horizontale de l'atmosphère supérieure. Il semble en effet que la tropopause (limite séparant la troposphère de la stratosphère) s'élève et s'abaisse successive-

ment en un point donné au-dessus des cyclones du front polaire. Vu la distribution des températures au-dessus et au-dessous de ces ondes de la tropopause, Bjerknes arrive à la conclusion qu'un mouvement vertical ne saurait expliquer ces ondes, mais que seul un mouvement horizontal de la haute troposphère et de la stratosphère dans le sens des méridiens et alternativement dirigé vers le Sud et vers le Nord peut rendre compte des températures observées; nous renvoyons pour l'exposé détaillé des phénomènes au mémoire de Bjerknes sur les sondages rapprochés dans le temps (8). Ces ondes de la tropopause, étudiées jusqu'ici au voisinage du centre des dépressions, ont sans doute une grande étendue, et c'est à elles, pensons-nous, qu'il faut attribuer, *en partie* au moins, les variations de pression dans les marges des cyclones, là où les variations de température sont faibles ou nulles (champ de déplacement faible ou nul). Cette manière de voir est renforcée par le fait suivant. Bjerknes a montré, après Schedler (12), que les ondes de la tropopause sont symétriques par rapport aux variations de pression dans la haute troposphère: à une crête d'onde correspond un maximum de pression, à un creux correspond un minimum. En outre, plus on s'élève dans la troposphère, plus la courbe de pression observée en un point fixe se rapproche de celle que l'on observe immédiatement au-dessous de la tropopause: il y a décalage progressif des maxima et minima de pression en arrière par rapport à la courbe au niveau du sol.

Or, en examinant la courbe de pression du Saentis (2500 m) dans notre cas (fig. 9), on constate effectivement ce décalage, particulièrement frappant dans le cas I, un peu moins net dans le cas II où l'invasion froide a été plus violente et a dû atteindre très rapidement la tropopause. Il est même remarquable de constater comment dans le cas I la pression au Saentis, après être montée quelque peu par suite du refroidissement, baisse de nouveau et s'accorde entre 10 et 24 heures avec la pression à Lugano: le second minimum au Saentis coïncide avec celui de Lugano (et de Milan). Il nous paraît donc logique et vraisemblable d'admettre que les variations de pression à Lugano (et à Nice) ne sont autres que celles qui résultent des ondes de la tropopause.

Il ressort de ces considérations que lors du passage d'un cyclone en Europe centrale ou septentrionale, le versant sud des Alpes ne subirait au point de vue pression que les effets du champ isallobarique d'évolution, ou en définitive les effets des perturbations de la tropopause déclanchées elles-mêmes par les perturbations du front polaire. Il en serait de même des régions suffisamment éloignées du centre dépressionnaire pour n'être pas atteintes par l'air polaire maritime ou direct, comme le Midi de la France dans notre cas. Cet isolement du champ

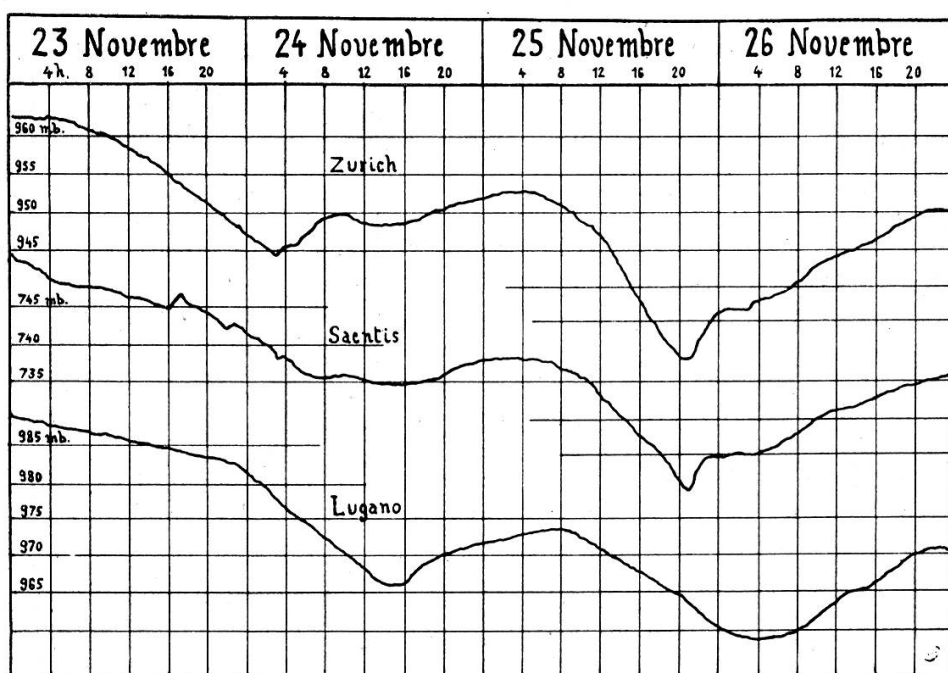


Fig. 9.

d'évolution au Sud des Alpes a ceci de particulier qu'il est lié à un accident orographique et qu'il se produit par conséquent en un point géographique fixe. De là l'apparition toujours au même endroit de la dépression sud-alpine qui n'est donc pas de même nature que les dépressions du front polaire. Hâtons-nous d'ajouter que toutes les dépressions du bassin méditerranéen ne sont pas de ce type. Il arrive assez fréquemment que le front polaire ayant atteint la Méditerranée soit le siège de perturbations tout à fait analogues à celles de l'Atlantique ou de l'Europe septentrionale; il est en général assez facile de



distinguer sur la carte synoptique ces formations-là des dépressions simples ici étudiées, dont la durée est toujours éphémère et dont l'emplacement est localisé à l'Italie du Nord et au golfe de Gênes. Il est même certain que l'on observe dans certains cas la substitution d'un cyclone réel à la dépression sud-alpine lorsque le front polaire après s'être stabilisé un certain temps sur le continent se remet en mouvement et atteint la Méditerranée.

4. *Conclusion.* — Nous avons montré sur la base de l'analyse détaillée de deux cas réellement observés (23 et 25 novembre 1928) que la région alpine est le siège d'une modification profonde des fronts froids qui l'abordent; il est évident qu'une frontolyse active se produit en cet endroit et rend impossible toute identification du front polaire au-delà de la barrière alpine, bien que l'air postfrontal lui-même (air polaire direct ou maritime) franchisse indiscutablement la chaîne. Le facteur essentiel de cette frontolyse réside dans le réchauffement adiabatique de l'air froid déversé sur le versant sud.

Ne pouvant, faute d'observations directes de la moyenne troposphère, étudier en détail la thermodynamique de l'air franchissant le faite alpin, nous nous sommes borné à examiner les singularités du champ de pression. Nous avons alors rendu plausible l'hypothèse selon laquelle les variations de pression observées au Sud des Alpes pourraient ne relever que de l'évolution générale du champ de pression (champ isallobarique d'évolution), indépendamment de celles qui pourraient résulter du déplacement des surfaces de discontinuité thermique.

Nous avons vu, en outre, qu'en essayant de ramener le champ d'évolution d'une perturbation à la variation de pression en son centre, il n'était pas possible d'identifier la courbe de pression obtenue avec celle que l'on observe au Sud des Alpes, mais qu'il subsiste un décalage dans le temps. Il semble par contre très vraisemblable d'expliquer les perturbations du champ de pression au Sud des Alpes (dépression sud-alpine) par celle de la tropopause. Les variations de pression qui se produisent au niveau de celle-ci et que les observations de pression en montagne permettent de mettre en évidence,

coïncident avec celles que l'on observe au Sud des Alpes (Lugano).

Il convient toutefois de remarquer que le champ isallobarique d'évolution calculé à partir de la variation de pression au centre des perturbations, comme nous l'avons tenté ici, et les variations de pression accompagnant les ondes de la tropopause pourraient se réduire à un seul et même phénomène si l'on supposait que les ondes de la tropopause possèdent une direction de propagation oblique par rapport à celle du cyclone du front polaire dont elles dépendent. C'est ainsi que le cyclone se dirigeant par exemple vers l'Est et l'onde de la tropopause vers le SE, on pourrait avoir concordance de phase des vagues de pression au sol et en altitude près du centre du cyclone, et décalage au Sud et assez loin de celui-ci.

Il est important d'ajouter que les conclusions tirées des deux cas analysés peuvent être généralisées sans difficulté. Il est en effet d'observation courante que lors des passages frontaux (fronts froids, occlusions), les courbes de pression à 2500 m (Saentis) et au Sud des Alpes (Lugano) sont quasi parallèles, et que leurs minima sont quasi simultanés, faits dont nous avons souligné l'importance et la signification. La dépression sud-alpine serait bien, comme l'avait pensé V. Ficker, une dépression de type tout à fait différent de celui des dépressions du front polaire, au moins durant les premiers stades de son développement. Seule l'étude aérologique minutieuse de l'atmosphère au Sud des Alpes permettrait d'élucider définitivement la question, et serait de ce fait d'un très grand intérêt.

#### BIBLIOGRAPHIE

1. H. VON FICKER, Der Transport kalter Luftmassen über die Zentralalpen, *Denkschriften der K. Akademie der Wissenschaften (Wien)*, *Math. Naturwiss. Klasse*, Bd. 80, 1907.
2. E. KLEINSCHMIDT, Die Temperaturverhältnisse in der freien Atmosphäre u. auf Berggipfeln, *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, Bd. VI, 1914.
3. W. PEPLER, Nördliche Winde und Stauwirkung über dem Alpenvorland, *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, Bd. XIV, 1928.

4. A. DE QUERVAIN et E. KLEINSCHMIDT, Drachenaufstiege auf dem Bodensee und Sämtistemperaturen, *Meteorologische Zeitschrift*, 1910.
5. A. SCHMAUSS, Voir *Beobachtungen der meteorol. Stationen in Bayern*, 30 Jhrg. 1908, Anhang A.
6. C. SCHUMACHER, Der Wind in der freien Atmosphäre und auf Säntis, Zugspitze u. Sonnblick, *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, Bd. XI, 1923.
7. J. BJERKNES, Diagnostic and Prognostic Application of Mountain Observations, *Geof. Publ.*, Vol. III, N° 6, 1924. (Traduit en français par J. Jaumotte et E. Lagrange.)
8. J. BJERKNES, Exploration de quelques perturbations atmosphériques à l'aide de sondages rapprochés dans le temps, *Geof. Publ.*, Vol. IX, N° 9, 1932.
9. J. BJERKNES, Practical Examples of Polar-Front Analysis on the British Isles in 1925-1926. *Meteorological Office, Geophysical Memoirs*, N° 50, 1930.
10. W. TRABERT, Die langdauernde Föhnperiode im Oktober 1907 und die Luftdruckverteilung bei Föhn, *Meteorol. Zeitschrift*, Bd. 25, 1908.
11. H. VON FICKER, Der Einfluss der Alpen auf Fallgebiete des Luftdruckes und die Entstehung von Depressionen über dem Mittelmeer, *Meteorol. Zeitschrift*, Bd. 37, 1920; voir aussi: *Beiträge z. Physik der fr. Atm.*, Bd. X, 1921.
12. A. SCHEDLER, Die Beziehungen zwischen Druck und Temperatur in der freien Atmosphäre, *Beiträge z. Physik der fr. Atmosphäre*, Bd. IX, 1921.
13. A. GIÃO, La mécanique différentielle des fronts et du champ isallobarique, *Mémorial de l'Office National Météorologique de France*, N° 20, 1929.
14. C. K. M. DOUGLAS, The cyclonic Depressions of November 16 and 23 1928, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 56, N° 234, 1930.
15. TOR BERGERON, Ueber die dreidimensional verknüpfende Wetteranalyse, 1<sup>re</sup> partie, *Geof. Publ.*, Vol. 5, N° 6, 1928.
16. V. et J. BJERKNES, H. SOLBERG et T. BERGERON, *Hydrodynamique physique* (sous presse).

---

J'exprime ma vive reconnaissance à M. le Professeur G. Tiercy, Directeur de l'Observatoire de Genève, pour ses conseils et pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Max BOUËT.

---