

Sondages aérologiques et vent au gradient en Suisse [suite]

Autor(en): **Berger, Pierre**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences physiques et naturelles**

Band (Jahr): **14 (1932)**

PDF erstellt am: **15.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-740787>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

SONDAGES AÉROLOGIQUES

ET

VENT AU GRADIENT EN SUISSE¹

PAR

Pierre BERGER

(Avec 54 figures.)

(suite)

5. — QUELQUES REMARQUES SUR LA COMPOSANTE VERTICALE DES VENTS.

Dans la pratique journalière, on admet volontiers et tacitement l'hypothèse que le vent ne souffle qu'horizontalement. En réalité, on sait que les courants aériens possèdent presque toujours une composante verticale, soit ascendante, soit descendante.

Courants généraux.

La représentation des vents sur les cartes synoptiques du temps montre que:

1^o Dans une dépression, l'air doit posséder une composante ascendante, puisque le vent converge vers le centre dépressionnaire;

2^o Dans un anticyclone, l'air doit posséder une composante descendante puisque le vent diverge à partir du centre des

¹ Etude faite sous la direction de M. le Prof. G. TIERCY, directeur de l'Observatoire de Genève.

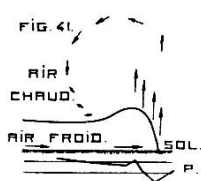


hautes pressions. En pays de plaine, cette composante ne peut être très grande à basse altitude, le vent venant s'écraser sur le sol;

3° Le long d'une ligne de convergence (séparation de deux masses d'air à températures différentes, etc.) l'air le plus léger glisse sur l'air le plus lourd :

a) Si un courant d'air chaud et léger passe sur une masse d'air froid et lourd, la surface de séparation de ces deux milieux est nécessairement inclinée sur le plan horizontal; le courant chaud possède donc une composante verticale,

b) Si un courant d'air froid pénètre sous une masse d'air chaud, la surface de séparation sera encore plus inclinée que dans le cas a), l'air chaud sera contraint à monter plus rapidement (fig. 41);



4° Le long d'une ligne de divergence, l'air possède un mouvement descendant;

5° Dans la dépression-type de Bjerkness, la discontinuité antérieure (le courant d'air chaud glisse sur l'air froid) et la discontinuité postérieure (le courant d'air froid pénètre sous l'air chaud) provoquent des courants ascendants relativement faibles.

L'inclinaison de la surface de discontinuité, qui sépare une masse d'air chaud de l'air froid qu'elle chevauche, est en général de 1/100 environ.

Influence des phénomènes orographiques.

A part ces grands courants, des vents locaux, dus à des phénomènes orographiques ou thermiques, peuvent avoir une forte composante verticale. Par exemple, le fœhn et le joran possèdent une forte composante descendante. Par bon vent d'Est, le courant d'air dans le cirque du Creux-du-Van possède une très forte composante ascendante; on peut jeter, devant les rochers, de légers objets (mouchoirs, chapeaux) qui ne « tombent » pas, mais qui sont emportés à quelques mètres au-dessus de leur point de départ et loin vers l'Ouest.

La formation des nuages à fort développement vertical (cumulus, cumulo-nimbus) prouve la présence de puissants mouvements ascendants locaux. Le matin, dans les Alpes, le long du Jura, ou au-dessus de certaines collines, la formation d'un chapelet de petits cumuli est due à l'existence de mouvements ascendants de l'air.

Les vols à voile (à la Rhœn, à Rossiten, etc.) prouvent aussi l'existence de ces courants verticaux.

L'expérience, presque journalière, de tous les pilotes confirme l'existence et la violence de certains courants verticaux. Si, à plusieurs reprises, dans des conditions mécaniques identiques, un pilote cherche à déterminer la hauteur maximale qu'il lui est possible d'atteindre avec un certain type d'avion, il constatera (cas du regretté capitaine Bärtsch):

1° Que les pressions barométriques minimales atteintes sont différentes d'un jour à l'autre;

2° Que, toutes réductions faites, les densités minimales atteintes sont différentes.

Ce dernier point est important, et ne trouve son explication que dans les mouvements verticaux de l'atmosphère.

Si un avion évolue dans un courant aérien qui possède une densité légèrement supérieure à celle nécessaire à sa sustentation, et si ce courant a une composante descendante égale à la vitesse ascensionnelle de l'avion, celui-ci ne pourra plus monter par rapport au sol; en réalité son ascension continue par rapport à l'air.

Au contraire, si la densité du courant aérien est égale ou peu inférieure à la densité minima de sustentation, et si l'air possède une composante ascendante, l'avion continuera à monter aussi longtemps que sa vitesse de chute sera plus petite que la composante ascendante du vent. Ce fut probablement le cas pour le Péruvien Geo Chavez, le 23 septembre 1910, entre Brigue et Domodossola.

Dans le premier cas, l'avion n'atteindra pas la hauteur maxima prévue. Dans le second cas, il la dépassera. La composante verticale du vent est seule cause de ces variations de « plafond ». Le vol par temps agité peut donner aux passagers

une démonstration de l'importance mécanique de ces courants verticaux. Il est fréquent que le pilote et les passagers soient plus ou moins « délestés » et même parfois complètement décollés de leurs sièges, ou au contraire plus ou moins fortement écrasés dans leurs fauteuils.

Les tourbillons à axe incliné, quelle qu'en soit l'origine, semblent être cause de ces phénomènes. Les observations presque journalières que les pilotes peuvent faire en fournissent les preuves suivantes :

1° Après avoir été rabattu vers le sol, en général l'avion s'élève brusquement et rapidement ;

2° Après s'être élevé anormalement vite, l'avion est, en général, rabattu vers le sol.

La fig. 42 représente schématiquement ces deux cas. Si l'axe du tourbillon est supposé horizontal, l'avion de gauche sera rabattu, puis soulevé ; l'avion de droite sera soulevé, puis rabattu.

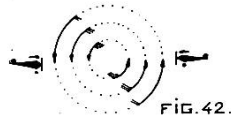


FIG. 42.

3° En plein vol, lorsque l'avion est très brusquement rabattu, équipage et passagers sont souvent arrachés de leurs sièges.

Au sein de l'atmosphère, ce phénomène ne pourrait pas se produire avec un soi-disant « trou d'air ». En vertu des lois de continuité, il est difficile d'admettre qu'il y ait un trou d'air, c'est-à-dire un espace dans lequel l'air est simplement raréfié. Même si c'était le cas, ce trou d'air ne permettrait pas d'expliquer pourquoi pilote et passagers constatent parfois que leurs sièges se dérobent sous eux. Puisque l'avion possède une grande surface portante, il s'enfoncerait progressivement et ne pourrait jamais, en vol normal, atteindre ou dépasser subitement une vitesse verticale de chute égale à l'accélération de la pesanteur, l'air étant même très raréfié. Equipage et passagers resteraient donc toujours sur leurs sièges. Au cours d'un vol horizontal, le fait que l'avion peut se dérober tout à coup vers la terre prouve que la composante descendante du courant aérien est supérieure à :

9,80 m/sec si, par exemple, l'équipage est resté au-dessus des sièges à la fin de la première seconde,

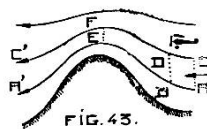
19,60 m/sec si l'équipage est resté au-dessus des sièges à la fin de la deuxième seconde, etc.

L'expérience révèle d'ailleurs que les rabattements les plus brusques apparaissent plutôt après un vol normal qu'après une élévation rapide de l'avion.

Si on évolue au même niveau que la ligne de crête d'une montagne, deux autres observations aériennes sont fréquentes en Suisse :

1° La difficulté à survoler une montagne par vent debout ;

2° La facilité à survoler une crête par vent arrière.



La fig. 43 donne l'explication de ces phénomènes.

Pour donner une idée de l'étendue de ces courants à composante verticale, je rappelle que les rabattements de 200 à 400 mètres sont fréquents; ils pourraient même atteindre 1000 mètres et plus.

Il y a quelques années, le capitaine C. H. Ley avait déjà remarqué que la vitesse ascensionnelle des ballons-pilotes était accélérée lors du passage au-dessus des collines, jusqu'à une altitude de 10 à 15 fois la hauteur du mouvement du terrain au-dessus de la plaine environnante.

Si le facteur « de 10 à 15 fois » prête à discussion, il n'en reste pas moins vrai que l'air, lors du passage au-dessus d'une colline, subit un mouvement ascensionnel. Ce phénomène peut être souvent observé en Suisse, le long du Jura ou dans les Préalpes. Les nuages matérialisent pour ainsi dire les filets d'air. Si le vent souffle modérément contre une chaîne de collines, et si le plafond au-dessus de la vallée est moins élevé que la ligne de crête, la couche nuageuse montera progressivement en suivant plus ou moins le relief jusqu'au delà de la crête, puis se rabattra brusquement vers le sol.

La figure 44 suivante est dessinée à l'aide des renseignements fournis par un barogramme, enregistré au cours d'un vol exécuté le 22 septembre 1932 à Dubendorf.

L'avion fut toujours maintenu en contact avec les nuages.

Dans la fig. 44 l'échelle verticale est 10 fois plus grande que l'échelle horizontale.

Il y a donc convergence des filets d'air au-dessus de la crête, comme l'indique d'ailleurs la théorie; l'étude des équations générales de l'hydrodynamique conduit, en tenant compte des conditions aux limites (c'est-à-dire de la forme du relief du sol), à une figure analogue à la fig. 43 en ce qui concerne les tubes de courants. Le calcul théorique est ici en plein accord avec l'observation.

Une conséquence de cette déformation des filets aériens est une forte variation de la vitesse même du vent. Sur la figure 43, les particules d'air de la ligne AC sont supposées atteindre la ligne BD au bout d'une minute. Leur vitesse est donc :

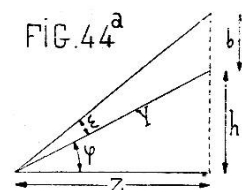
$$W_a = \frac{AB}{60} \text{ m/sec .}$$

En supposant la viscosité de l'air et le débit constants, la vitesse W_e en EF sera à peu de chose près dans le rapport $\frac{AC}{EF}$ avec la vitesse W_a ; d'où :

$$W_e = W_a \cdot \frac{AC}{EF} .$$

Dans des recherches analogues (courants verticaux en air libre), Hergesell¹ déterminait la vitesse ascensionnelle du vent en soustrayant la vitesse ascensionnelle théorique d'un ballon-pilote de la vitesse ascensionnelle mesurée. Il employait le dispositif suivant :

A une certaine distance, sous le ballon-pilote, on suspend un corps léger de faible résistance aérodynamique et bien visible; au sol, à l'aide d'un théodolite muni d'un micro-



¹ Die Messungen der Verticalbewegungen der Atmosphäre durch Pilot-ballone. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, Bd. 6.

mètre, on mesure la longueur apparente de cet organe. Les relations mathématiques sont (fig. 44 a):

$$y \cdot \varepsilon \sim b \cdot \cos (\varphi + \varepsilon)$$

$$\varepsilon \text{ (mesuré en radian) } = \text{petit}$$

$$h = y \cdot \sin \varphi = \frac{b}{\varepsilon} \cos (\varphi + \varepsilon) \cdot \sin \varphi \sim \frac{b}{2\varepsilon} \sin 2\varphi$$

$$z = y \cdot \cos \varphi = \frac{b}{\varepsilon} \cos (\varphi + \varepsilon) \cdot \cos \varphi \sim \frac{b}{\varepsilon} \cos^2 \varphi .$$

Un des principaux inconvénients de cette méthode est la variation de la précision des mesures, à égale distance, suivant la position du ballon par rapport au zénith. Voici quelques résultats obtenus par cette méthode:

- 6.VI.1913: de 316 à 698 m au-dessus du sol; vit. asc. de 1,35 m/sec.
- 7.VI.1913: de 956 à 1192 m au-dessus du sol; vit. asc. de 2,38 m/sec.
- 10.VI.1913: de 1150 à 1400 m au-dessus du sol; vit. asc. de 2,58 m/sec.
- 13.IX.1913: de 194 à 277 m au-dessus du sol; vit. asc. de 2,72 m/sec.
- de 367 à 408 m au-dessus du sol; vit. desc. de 0,32 m/sec.

A Strasbourg, pour le même problème, les ballons-pilotes furent suivis simultanément à l'aide de trois théodolites.

Au sud de Biscra, P. Idrac¹ a étudié, à l'aide de ballons-pilotes, d'un télémètre et d'un théodolite, la composante ascendante du vent passant sur une crête. Il arriva à la conclusion suivante: « En un point donné, l'ascendance du vent paraît être presque proportionnelle à sa vitesse; autrement dit, l'inclinaison du vent sur l'horizontale paraît à peu près indépendante de sa vitesse, du moins entre 4 et 15 m/sec ». Le croquis fig. 45 donne le résultat de ces mesures pour le cas où la vitesse horizontale du vent serait de 10 m/sec.

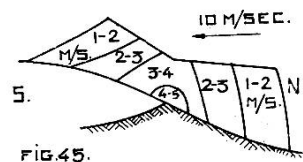


FIG. 45.

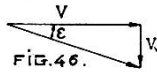
Si l'étude d'Idrac était reprise en Suisse, il est certain que nous obtiendrions de plus grandes valeurs.

¹ Etude sur les conditions d'ascendance du vent favorable au vol à voile. *Mémorial de l'Office national météorologique de France*, n° 7, 1923.

Influence des phénomènes thermiques.

En 1920, Brazier¹ décèle pendant plusieurs minutes, au sommet de la Tour Eiffel, un vent ascendant dont l'angle d'inclinaison, par rapport à l'horizon, est de 60°.

Aux environs de Darmstadt², les courants verticaux de l'atmosphère furent déterminés à l'aide d'un planeur, piloté par Nehring. Le principe de ces mesures est la relation univoque qui existe entre la vitesse horizontale V d'un planeur et sa vitesse descendante V_v .



$$V_v = V \cdot \sin \varepsilon (\varepsilon \text{ est toujours très petit}).$$

L'équation $V_v \cdot t$ donne la variation d'altitude pendant le temps t .

Si V est maintenu rigoureusement constant, tout courant vertical modifiera le produit $V_v \cdot t$. L'étude des barographes permet ainsi de déceler les courants ascendants ou descendants. Voici quelques résultats de ces mesures:

a) Vol du 12.VI.1928, de 11 h. 20 à 11 h. 59. Cumulus de beau temps à 1800 m sur mer:

- 1° A 100 m sous les cumulus, vitesse ascensionnelle du vent: 1,4 m/sec pendant 3 minutes;
- 2° A 200 m sous un cumulus, vitesse ascensionnelle du vent: 1,9 m/sec pendant 3 minutes;
- 3° A 700 m sous un cumulus, vitesse ascensionnelle du vent: 1,4 à 1,9 m/sec pendant 4 minutes.

b) Vol du 12.VI.1928 de 12 h. 29 à 13 h. 15. Cumulus de beau temps à 2000 m sur mer:

- A 1900 m sur mer, pendant 11 minutes, vitesse ascensionnelle du vent: de 1,3 à 1,7 m/sec.
- Pendant 30 à 40 sec, vitesse maximale de 4,7 m/sec.

Un vent ascendant aussi violent a d'ailleurs été plusieurs fois rencontré.

² Recherches sur les moulinets anémométriques. *Annales du Bureau central de Météorologie de France*, 1914, parues en 1920.

¹ Aufwindmessungen unter Cumuluswolken. H. KOCH. *Beiträge z. Physik der freien Atmosphäre*, Bd. XIV.

Voici encore quelques valeurs extrêmes:

	30.IV.28	12.VI.28	21.VI.28	22.VI.28
Altitude de la base des nuages	1900 m	2000 m	2100 m	1800 m
Vitesse ascendante dans la couche de 0 à 500 m sous les nuages	5,3 4,4 0,7	4,7 4,7 2,2	3,3 1,8 —	1,8 1,4 — 1,2
Vitesse ascendante dans la zone de 500 à 1000 m sous les nuages	2,7 2,5 — 1,9	— — —	2,9 — —	2,7 2,3 — 1,2
Vitesse ascendante dans la zone de 1000 à 1500 m sous les nuages	— —	— —	1,8 — 1,0	2,9 — 1,3

P. Raethjen¹, dans une étude thermo-hydrodynamique des grains, calcule à l'aide des formules de Linke et Stüve la vitesse ascensionnelle dans les nuages, pour un cas particulier. Ses calculs donnent les résultats suivants pour un cumulonimbus:

Hauteur	Vitesse ascensionnelle
650 mètres	0 m/seconde
1850 »	6 »
2150 »	6,4 »
3000 »	5,7 »
3200 »	5,4 »
3700 »	0 »

Les données fondamentales qui ont servi de base à ces calculs sont les renseignements fournis par les ascensions en avion, du 3.XI.1930 à 08 h.00 et à 11 h. 00, à Darmstadt.

D'une étude française², j'extrait la phrase suivante: « Les

¹ Zur Thermo-Hydrodynamik der Böen. *Meteorologische Zeitschrift*, Januar 1931.

² *Les Ailes*, 1.VIII.1929.

courants aériens ascendants atteignent de 6 à 7 m/sec et sont sensibles jusqu'à 4000 mètres »; et de même, d'une étude allemande ¹: « Grössere massive Cumulus von über 5 bis 6 km Höhe und beträchtlich breiterer Basis führten mehrfach zu sehr unliebsamen Fehlschlägen, da in ihrem Kerngebiet die Fahrtmesserdüse durch Schnee verstopft wurde, das Flugzeug selbst durch Schnee und Eis beschwert wurde, und nicht nur an Kreiselablesungen überhaupt nicht zu denken war, sondern *die ungeheure Gewalt der Böen jede Ruderwirkung illusorisch machte und das Flugzeug mit so ungeheuren Beschleunigungen herumwirbelte, dass die einzige Sorge der Besatzung schliesslich nur noch der Festigkeit der Tragdecke galt* ».

Dans le Sahara, en juin, les courants ascendants thermiques atteignent fréquemment 2 et quelques fois 3 m/sec en moyenne; tandis que chez nous, ils ne sont que de 1 m/sec environ en moyenne.

Les performances de Kronfeld sur son planeur:

- 1° Vol de 160 km de longueur;
- 2° Après être parti de la Rhoen à 940 mètres, il monte à près de 3000 mètres en s'aidant uniquement des vents,

prouvent l'intérêt et l'importance de ces courants verticaux. La vitesse ascensionnelle maximale mesurée à l'aide de planeurs ou de ballons équilibrés est (à ma connaissance) de 900 mètres en 3 minutes, soit une moyenne de 8,3 m/sec (24.VIII.1930).

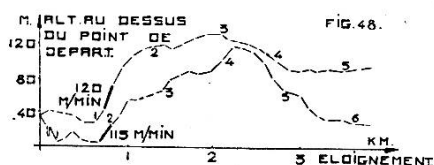
Le 4 mai 1931, Groenhoff se fait remorquer par avion à bord du Fafnir jusqu'à 450 mètres (950 m sur mer) au-dessus de Munich. Il évolue près de deux heures sur la ville, atteint 1800 mètres, puis se fait aspirer par un orage et couvre 265 km en six heures. Il atterrit à Kaaden, en Tchécoslovaquie. Après être redescendu involontairement à 200 m du sol et être remonté, Groenhoff, ayant évolué trop près de l'orage fut aspiré violemment dans les nuages où son planeur fut détérioré par la grêle.

¹ *Mitteilungen der Aeronautischen Observatoriums Lindenberg. Flugverkehr und Wolken von H. HERGESELL. 1928.*

Le croquis 47 est tiré de l'illustration, n° 4634, décembre 1931. Il représente les principales performances de vol à voile de 1931, et montre l'importance évidente des courants ascendants.



La fig. 48, empruntée aux publications de l'Institut de Recherches de la



Rhön-Rossitten Gesellschaft e.V., montre la trajectoire d'un ballon en équilibre statique à son point de départ, et enlevé par les courants aériens. Ce résultat fut obtenu le 6 juin 1928, par

vent d'Ouest. La trajectoire fut déterminée de 10 en 10 secondes.

Dechevrens¹, tant à Zikawei qu'à Jersey, a longuement étudié l'inclinaison du vent sur l'horizon. D'une de ses publications, j'extrais les tableaux simplifiés suivants:

Heure	Vent ascendant	Vitesse ascensionnelle	Vent descendant	Vent horizontal	Inclinaison du vent
<i>Octobre 1885. — Zikawei.</i>					
	m/h	m/min	m/h	m/h	
0 + 1	1780	29	5	18594	5°,48
4 + 5	1435	24	7	18410	4°,45
8 + 9	1642	27	8	18089	4°,99
12 + 13	2300	38	232	21607	5°,49
16 + 17	1727	29	99	19509	4°,78
20 + 21	1388	23	11	18150	4°,35
<i>Novembre 1885. — Zikawei.</i>					
	m/h	m/min	m/h	m/h	
0 + 1	1682	28	43	18578	5°,08
4 + 5	1647	27	17	18639	4°,99
8 + 9	1846	31	191	20111	4°,72
12 + 13	2708	45	373	24840	5°,39
16 + 17	2026	34	126	21044	5°,18
20 + 21	1739	29	56	19292	5°,24

¹ a) L'inclinaison du vent sur l'horizon (à Jersey), 1906.

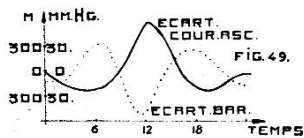
b) L'inclinaison du vent. Observatoire de Zikawei.

Les anémomètres étaient placés à 40 mètres au-dessus du sol. La prédominance des courants ascendants ne fait aucun doute.

« ... dans les journées de vents faibles et variables, nous avons vu l'anémomètre Robinson complètement au repos, alors que le moulinet d'inclinaison tournait, souvent même avec rapidité, alternativement dans les deux sens, indiquant par là l'existence de courants presque verticaux, soit ascendants, soit descendants... »

L'étude comparée de la variation horaire barométrique et de l'écart horaire de la composante ascendante du vent sur sa valeur moyenne met en évidence une relation entre ces phénomènes.

La fig. 49 a été dessinée à l'aide des observations d'octobre et novembre 1885, à Zikawei; elle



montre que la composante ascendante du vent est d'autant plus grande que le baromètre baisse davantage.

Les études cinématographiques de Raethjen prouvent aussi l'existence de courants aériens ascendants et descendants.

Dans une note que vient de publier le Conseil britannique de l'Air¹ il est indiqué que les courants ascendants peuvent atteindre 9 m/sec sur des aires limitées; dans certains orages ils atteindraient même 15 m/sec.

Il est inutile d'allonger ce chapitre par d'autres exemples.

Les conclusions sont les suivantes:

1^o Les courants aériens possèdent, en général, une composante verticale, causée par:

- a) Les phénomènes thermiques,
- b) Les lignes de discontinuité dans le régime des vents,
- c) Le relief du sol.

Ces courants ascendants ou descendants ne sont pas le pri-

¹ *Notice to aircraft owners and ground engineers. N° 41, 1932.*

vilège de certaines régions, mais ils peuvent être renforcés ici ou là par des facteurs locaux.

2° Les différentes méthodes employées pour déceler ces courants verticaux aboutissent toutes aux mêmes conclusions qualitatives;

3° Ces courants se font sentir très haut (jusque dans la stratosphère ²) et sont souvent assez forts;

4° Les sondages révèlent une prédominance des vents ascendants et en général une violence moindre des courants verticaux que celle observée en avion. Cette divergence peut s'expliquer d'une part par le fait que les postes de sondages ne sont pas situés aux endroits où les remous sont les plus violents, et d'autre part, par le fait que les aéronefs sillonnent l'espace par tous les temps et le font beaucoup mieux que les ballons-pilotes;

5° Pour l'exactitude des mesures, il est préférable de faire des sondages avec des ballons-pilotes dotés d'une grande vitesse ascensionnelle. Si on admet, pendant quelques minutes, un vent d'une vitesse ascensionnelle moyenne de 3,3 m/sec, l'erreur de mesure sera de

100% pour un ballon montant de 100 m/minute,
50% pour un ballon montant de 200 m/minute.

Les composantes verticales des vents constituent donc une importante cause d'erreur pour les résultats des sondages par ballons-pilotes.

6. — RETOUR A LA RESTITUTION DES SONDAGES.

Revenons à la restitution des sondages, basée sur la méthode courante à un seul théodolite. La vitesse ascensionnelle des ballons-pilotes n'est en général pas constante (nous l'avons constaté dans les chapitres précédents). Il en résulte que la direction et l'intensité du vent horizontal à une altitude présu-

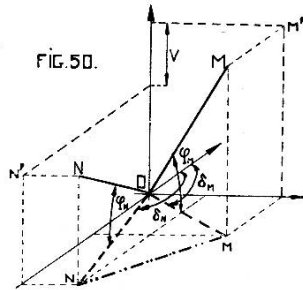
² Livre de bord du Prof. Piccard, *l'Illustration* du 10 sept. 1932, n° 4675, et renseignements personnels de M. Cosyns.

mée ne seront connues qu'avec une précision douteuse. Pourtant, cette méthode de dépouillement est très employée; il est donc utile d'examiner encore la fin du calcul. La méthode suppose une vitesse ascensionnelle constante (V), ce qui permet d'établir deux relations mathématiques simples entre:

1° L'altitude h du ballon B et le temps θ (θ = nombre de secondes qui se sont écoulées depuis le début de l'ascension):

$$h = V \cdot \theta$$

2° La variation d'orientation de l'axe optique du théodolite et l'intensité du vent.



Connaissant au temps $\theta_{(t-1)}$ la position du ballon-pilote (B) en $N(\varphi_n, \vartheta_n)$, puis au temps θ_t sa nouvelle position en $M(\varphi_m, \vartheta_m)$, il s'agit de déterminer la projection horizontale du déplacement de B, soit \overline{nm} ; posons:

$$\vartheta = \vartheta_n - \vartheta_m$$

$$\overline{On} = V \cdot \theta_{(t-1)} : \operatorname{tg}(\varphi_n)$$

$$\overline{Om} = V \cdot \theta_t : \operatorname{tg}(\varphi_m)$$

d'où

$$\overline{nm} = \sqrt{\left(\frac{V \cdot \theta_{(t-1)}}{\operatorname{tg} \varphi_n}\right)^2 + \left(\frac{V \cdot \theta_t}{\operatorname{tg} \varphi_m}\right)^2 - 2 \frac{V^2 \cdot \theta_{(t-1)} \cdot \theta_t}{\operatorname{tg} \varphi_n \cdot \operatorname{tg} \varphi_m} \cos \vartheta}$$

Si V varie de:

- $\pm \Delta V_1$ au cours de la première seconde,
- $\pm \Delta V_2$ au cours de la deuxième seconde,
- \vdots
- $\pm \Delta V_t$ au cours de la $t^{\text{ième}}$ seconde

nous aurons, en supprimant les indices après V :

$$h = \sum_1^t (V \pm \Delta V)$$

et, en admettant aussi des erreurs $\Delta\varphi$ et $\Delta\mathcal{S}$ de lecture des angles φ et \mathcal{S} :

$$\overline{nm'} = \sqrt{\left(\frac{\sum_1^{t-1} (V \pm \Delta V)}{\operatorname{tg}(\varphi_n \pm \Delta\varphi_n)}\right)^2 + \left(\frac{\sum_1^t (V \pm \Delta V)}{\operatorname{tg}(\varphi_m \pm \Delta\varphi_m)}\right)^2 - 2 \frac{\sum_1^{t-1} (V \pm \Delta V) \cdot \sum_1^t (V \pm \Delta V)}{\operatorname{tg}(\varphi_n \pm \Delta\varphi_n) \cdot \operatorname{tg}(\varphi_m \pm \Delta\varphi_m)} \cos(\mathcal{S} \pm \Delta\mathcal{S})}$$

Donc toute variation de la vitesse ascensionnelle fausse la détermination théorique de h et de l'intensité du vent.

Reste à montrer que toute variation de la vitesse ascensionnelle peut fausser la connaissance de la direction du vent. Admettons que pendant la $k^{\text{ième}}$ minute, dans la couche d'air traversée par le ballon, comprise entre les altitudes h et $h \pm \Delta h$, la vitesse ascensionnelle soit $(V \pm \Delta V)$; supposons que le vent tourne régulièrement, par exemple de ζ degrés entre h et $h \pm \Delta h$. Pendant la $k^{\text{ième}}$ minute, le ballon, qui monte de $\pm (60 \cdot \Delta V)$ mètres en plus ou en moins de ce qui fut prévu, tournera de:

$$\pm \frac{\zeta}{\Delta h} \cdot 60 \Delta V = \Delta\zeta ;$$

la direction du vent sera donc mal connue. Ainsi, une variation de la vitesse ascensionnelle peut complètement fausser le dépouillement d'un sondage à un théodolite.

Ces conclusions correspondent à celles des chapitres 2, 3, 4; elles sont plus générales.

Disons en passant qu'une autre méthode pourrait être employée pour déterminer les vents en altitude, en utilisant les sondages par le son¹; cette méthode fut employée par les Français, surtout à la fin de la guerre en 1918; plus de 2000 sondages furent effectués par ce procédé. Malheureusement, cette méthode est inutilisable en temps de paix; elle est trop coûteuse et dangereuse.

¹ Sondage par le son. WEHRLÉ et SCHERESCHEWSKY. *Beitr. zur Physik der fr. Atm.*, Bd. XV.

7. — PRÉCISION DES SONDAGES DU POINT DE VUE TECHNIQUE.

Nous avons étudié la vitesse ascensionnelle du ballon-pilote et la composante verticale du vent. Mais nous ne nous sommes pas préoccupés de la précision technique des mesures au cours d'un sondage. Il convient d'examiner cette face du problème.

1° Les ballons-pilotes sont tarés avec une précision plus ou moins grande. Généralement, pour ne pas dire toujours, la force ascensionnelle réelle est légèrement plus grande que celle prévue. L'erreur atteint 2 ou 3 grammes. Elle a plusieurs causes: le remplissage du ballon se poursuit souvent pendant un court instant après le moment où la force ascensionnelle disponible calculée est atteinte; la balance n'a pas une sensibilité très grande; le remplissage se fait généralement dans des locaux frais, le gaz du ballon est plus froid que l'air extérieur; pendant la ou les quelques minutes qui précèdent le lâcher, le ballon-pilote est souvent exposé à l'air extérieur plus chaud, ou même au soleil; la température de l'hydrogène s'élève un peu, la force ascensionnelle augmente.

2° L'appendice n'est pas toujours fermé avec le même soin. Dans certains cas, des pertes d'hydrogène plus ou moins considérables peuvent se produire.

3° La position des trépieds des théodolites, en particulier s'ils sont en bois et amovibles, peut changer légèrement. Le trépied du théodolite de Dubendorf en fournit deux preuves; il fut installé provisoirement sur une plateforme en bois, située sur un toit; à cause du soleil et de l'humidité, le bois travailla et inclina plus ou moins le trépied; ensuite, il fut installé sur un toit en béton armé, recouvert de deux couches isolantes de 19 cm d'épaisseur et composées de divers matériaux; malgré toutes les précautions prises, le toit travaille et incline légèrement le trépied.

4° Si pour chaque sondage, le théodolite est installé à nouveau sur son trépied et si son orientation n'est pas contrôlée, des erreurs importantes peuvent survenir un jour ou l'autre. Elles

peuvent être dues à un dérèglement des vis micrométriques de fixation, pendant le transport de l'appareil.

5° Plusieurs théodolites enregistreurs¹ que j'ai eu l'occasion d'utiliser montrèrent, à divers degrés, le même défaut mécanique suivant: Si le dispositif mécanique de pointage était bien construit, il faudrait que la pointe de l'aiguille (qui sert à l'enregistrement) fût toujours sur l'axe optique. Ce n'est pas régulièrement le cas; bien souvent, l'axe optique étant vertical, lorsque le système mobile du théodolite est tourné de x en x degrés, on obtient un petit cercle de 1,2 et même 3 mm de diamètre au lieu d'un point unique.

6° La mise en place du diagramme sur le plateau mobile du théodolite enregistreur laisse bien souvent à désirer. Le centre du diagramme coïncide rarement avec l'axe vertical du théodolite. Des écarts de 2 et même 3 mm se rencontrent.

7° Il n'est pas toujours possible de faire les lectures exactement de 60 en 60 secondes. Si les observations se font à l'aide

¹ Celui dû au Dr Schoute se compose:

a) D'un théodolite normal;

b) Du mécanisme de pointage qui comprend une crémaillère parallèle à l'axe optique et munie à son extrémité inférieure d'un dispositif de perforation dont les pièces principales sont: une aiguille conique, dont la pointe est toujours sur l'axe optique, une roue dentée actionnée par des bielles et qui pousse à chaque rotation l'aiguille sur le diagramme;

c) Du plateau sur lequel est fixé le diagramme. Ce plateau ne tourne pas; son orientation est indépendante de la position du théodolite. Chaque fois qu'un point est enregistré sur le diagramme (toutes les minutes) le plateau s'abaisse d'une certaine fraction de mm ($V_{\text{diag.}}$).

Si la vitesse ascensionnelle V des ballons-pilotes était constante, l'éloignement d d'un point b du diagramme à partir de l'axe vertical du théodolite serait à l'éloignement horizontal correspondant du ballon B dans le rapport:

$$\frac{V_{\text{diag.}}}{V_{\text{min}}} = \frac{\text{éloignement du point } b \text{ (correspondant à B) de l'axe vertical du théodolite}}{\text{éloignement horizontal du ballon B du théodolite}}$$

Ayant le diagramme d'un sondage, la vitesse horizontale W du vent en m/sec s'obtient en multipliant la distance d en mm, entre deux points consécutifs par le facteur indiqué dans la formule:

$$W = \frac{V_{\text{min}}}{60 \cdot V_{\text{diag.}}} \cdot d, \quad \text{où } \begin{cases} V_{\text{min}} \text{ en m/min. (ballon) ,} \\ V_{\text{diag.}} \text{ en mm/min. (diagramme) .} \end{cases}$$

d'un théodolite enregistreur, par temps à grains, il est bien difficile parfois de conserver le ballon dans le champ oculaire. Le pointage se fera non plus à la seconde prescrite, mais au premier instant où l'observateur pourra le faire. Ce décalage peut être de plusieurs secondes; et le ballon ne sera peut-être pas exactement à l'intersection des fils réticulaires.

8° La lecture des angles sur les théodolites non enregistreurs n'est pas toujours facile. Chaque fois qu'il y a un rapide déplacement angulaire, une erreur de lecture non négligeable est probable.

9° La restitution du sondage introduit souvent de nouvelles inexactitudes. La précision de la mesure des intervalles sur les diagrammes des théodolites enregistreurs ne dépasse généralement pas le $\frac{1}{3}$ de mm. Pour les vents de 1 à 10 m/sec., une erreur de lecture de $\frac{1}{3}$ de mm par excès représente une faute de:

66% pour des vents de 1 m/sec, vitesse ascensionnelle 100 m/min.

33% pour des vents de 2 m/sec, vitesse ascensionnelle 100 m/min.

22% pour des vents de 3 m/sec, vitesse ascensionnelle 100 m/min.

6,6% pour des vents de 10 m/sec, vitesse ascensionnelle 100 m/min.

L'erreur est double si la vitesse ascensionnelle est de 200 m/min.

10° Par très faible vent, les points sur le diagramme se confondent presque. Une mesure de la distance qui les sépare n'est plus possible.

D'autres causes de petites erreurs existent encore; mais il est inutile de les citer.

En définitive, quelles sont approximativement les erreurs « normales » possibles (non dues au vent) que l'on peut attendre par minute ? (voir tableau page suivante)

Il n'est guère possible d'indiquer l'erreur maximale probable. Elle peut atteindre des valeurs considérables. Il résulte de ce rapide examen que les erreurs d'ordre technique entachant la restitution d'un sondage peuvent atteindre des valeurs non négligeables au cours de certaines minutes.

	Vitesse ascensionnelle 100 m/min	Vitesse ascensionnelle 200 m/min
a) Erreur due au tarage.	~ 3%	~ 1%
b) Erreur due aux pertes d'hydrogène	~ 0%	~ 0%
c) ¹ Erreur instrumentale due au centrage mécanique défectueux; vent égal ou sup. à 5 m/sec.	± 30%	± 60%
d) ¹ Erreur due à un mauvais centrage du diagramme.	± 30%	± 60%
e) Erreur de lecture des degrés: au zénith, au maximum: 1°.	{ ± 1% }	{ ± 1% }
à 20° sur l'horizon: 1°.		
f) Erreur de lecture des distances	± 33%	± 66%
g) Erreur due à des observations exécutées à des intervalles de temps inégaux (5 sec.).	± 8%	± 8%
h) Erreur de mise en place du trépied et du théodolite	± X%	± X%

RÉSUMÉ DES SEPT PREMIERS CHAPITRES.

Voici les conclusions qui se dégagent de ces premiers chapitres:

1° L'écoulement laminaire autour d'un ballon est stable en dessous d'une certaine valeur R du nombre de Reynolds; l'écoulement tourbillonnaire est stable au-dessus d'une certaine valeur R du nombre de Reynolds. Le coefficient de résistance spécifique ψ varie dans de grandes proportions et entraîne une variation de la vitesse ascensionnelle;

2° ψ est étroitement lié à la forme du ballon. Un ballon lesté par un dispositif quelconque (éclairage) en un seul point cesse d'être sphérique, s'allonge en forme de poire; son coefficient de résistance ψ diminue, sa vitesse ascensionnelle peut augmenter quoique le ballon soit plus lourd. Ce fut le cas pour une expérience de Dines;

¹ Elle fausse surtout le dépouillement de la première minute du sondage.

3° La nature du caoutchouc employé pour le ballon, la manière dont il est réchauffé avant ou au cours de l'ascension, modifient la vitesse ascensionnelle;

4° La masse spécifique ρ de l'air entre le sol et le point d'éclatement du ballon n'est généralement pas connue avec beaucoup de précision. Grâce aux stations météorologiques de montagnes, ρ est connue avec plus de précision pour les couches basses de l'atmosphère que pour les couches élevées;

5° La température $T_{H_2, h}$ échappe à tout contrôle, et même à toute estimation. C'est une des principales raisons pour lesquelles il n'est pas possible de connaître le volume du ballon en fonction de l'altitude;

6° La masse du ballon peut varier au cours d'un sondage;

7° Des forces électriques peuvent modifier temporairement la vitesse ascensionnelle;

8° Une vitesse ascensionnelle constante du ballon est théoriquement impossible, même si le vent ne présente pas de composante verticale;

9° L'ascendance inégale et non négligeable du vent fait varier la vitesse ascensionnelle pendant de nombreuses minutes;

10° La turbulence de l'air favorise une augmentation de la vitesse ascensionnelle;

11° Dès le voisinage du sol, la vitesse ascensionnelle peut subir d'importantes variations;

12° Les écarts entre vitesse ascensionnelle réelle et vitesse présumée sont importants, fréquents, et peuvent fausser les renseignements (pendant plusieurs minutes consécutives) sur la force du vent;

13° Par différentes méthodes (sondage à plusieurs théodolites, ballons-sonde, etc.), on peut constater que la vitesse ascensionnelle réelle est variable;

14° Les erreurs techniques d'un sondage sont souvent importantes;

15° Ni altitude, ni direction, ni force du vent ne sont connues avec certitude par les sondages;

16° Les courants ascendants locaux, le comportement inconnu du caoutchouc employé, l'incertitude de certains coefficients, en particulier de ψ , expliquent l'incohérence des for-

mules empiriques et les désaccords des résultats expérimentaux des premiers météorologistes qui se sont occupés de cette question;

17° Les possibilités d'exécuter un sondage sont limitées par la visibilité. L'altitude maximale atteinte dépend du plafond atmosphérique et de la qualité du ballon (éclatement prématuré);

18° Il est désirable de connaître le vent en altitude, même si un sondage ne peut être fait ou s'il a dû être interrompu à basse altitude.

8. — LE VENT THÉORIQUE AU GRADIENT.

A cause de la grande incertitude du dépouillement des sondages, il est indiqué de chercher à connaître les courants aériens par d'autres moyens. Dans ce but, on va chercher à utiliser les observations du vent sur les montagnes; et on en déduira, par calcul, le vent au gradient. Ce problème fait l'objet de ce chapitre 8.

Les observations du vent en montagne présentent sur les sondages quelques avantages essentiels et que voici:

- a) L'altitude est connue sans ambiguïté;
- b) Les observations peuvent être très fréquentes;
- c) Il est possible de connaître le caractère du vent: vent en rafales, vent régulier, vent faiblissant, vent augmentant, etc.

Ces observations doivent se faire si possible sur des sommets dégagés de tous les côtés. Pour la Suisse du NE, les montagnes suivantes semblent être favorablement situées pour fournir ces renseignements:

L'Utliberg, 873 mètres, à l'extrémité nord de la chaîne de l'Albis (sommet de la tour environ 900 m), à 12 km à l'WSW de Dubendorf.

Le Righi, 1787 mètres, à 38 km au SSW de Dubendorf.

Le Pilate, 2068 mètres, à 54 km au SSW de Dubendorf.

Le Saentis, 2500 mètres, à 56 km à l'ESE de Dubendorf.

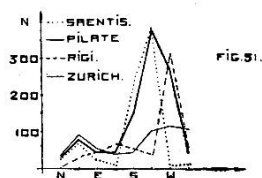
Des observations régulières de la force du vent et de sa direction n'ont malheureusement plus été faites depuis longtemps à l'Utliberg. Il n'est pas facile actuellement de juger de la qualité des renseignements qu'il serait possible d'obtenir de ce poste, bien dégagé et muni d'une tour métallique haute de 30 mètres.

FRÉQUENCE DES VENTS.

Avant de commencer l'étude orographique des massifs du Righi, du Pilate et du Saentis, il n'est pas superflu de comparer la répartition de la fréquence des vents sur chacun de ces sommets. Les observations journalières de 7 h. 30, 13 h. 30 et 21 h. 30, contenues dans les *Annales de l'Office central de météorologie de Suisse* servent de base à ces renseignements. Les valeurs indiquées sont des moyennes résultant des observations des années 1924 à 1930.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Calmes
Zurich	37	96	57	42	46	103	119	111	484
Righi	3	34	46	70	60	33	311	59	479
Pilate	55	68	27	17	215	380	3	13	317
Saentis	36	80	36	47	155	376	269	45	51

La fig. 51 est dessinée à l'aide du tableau précédent; elle montre que la concordance n'est pas bien grande et que si chacun de ces sommets n'a pas un régime spécial, il possède pourtant son caractère. Cette particularité est encore mieux mise en évidence dans les six tabelles suivantes qui indiquent les vents simultanés sur deux sommets. Elles sont basées sur trois observations de 7 h. 30, 13 h. 30 et 20 h. 30 de quelques mois de 1929 à 1930. Les cas où le calme a régné à l'une ou l'autre station ne sont pas notés.



Les chiffres de chacune des tabelles suivantes indiquent qu'à x reprises, il régnait sur le sommet A un vent U, tandis que le sommet B était balayé simultanément par un vent U'; par

exemple (exemple tiré de la 1^{re} table): Au Righi il a régné huit fois le vent d'W, tandis qu'au Saentis nous avons le vent du NE.

Observations comparées du Righi (en ordonnées) et du Saentis (en abscisses), 1929-1930.

Rose des vents: Saentis en 16 directions,
Righi en 8 directions.

1^o Vent d'intensité égale ou supérieure à 1 dans l'échelle réduite à 5 graduations.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	wsW	W	WNW	NW	Σ
Righi					2				1	1	1	16	3	2		26
NW					1		1		7	7	33	225	21	6	8	319
W	1	1	8		1		1		4	4	7	14	1		1	33
SW		1						1	4	4	7	14	1		1	33
S			4		5		4	5	50	9	12	8	2		1	100
SE	4	1	9	2	8	2	9	2	37	12	8	10	3	1	1	109
E		3	32	7	9		5	1	2		2	2	4		3	71
NE	6	2	17	4	4		3	2	7	3	5	8		1	5	67
E			4						1	1	2					7
Σ	11	8	74	13	29	2	22	11	108	37	70	283	34	10	19	732

(Saentis)

2^o Vents de force égale ou supérieure à 3 dans l'échelle réduite à 5 graduations.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	wsW	W	WNW	NW	Σ
Righi											1	10		1		13
NW			1								22	170	15		3	217
W			2						3	2	2	3				6
SW									1		2	3				6
S							4	2	22	5	5	2				40
SE	1		2			2	3	1	11	5		4				29
E		1	14	1	3											19
NE			1									2				3
N	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0
Σ	1	2	19	1	3	2	7	3	37	12	30	191	15	1	3	327

(Saentis)

Les vents d'W sur le Righi correspondent généralement à des vents d'WSW sur le Saentis;

Les vents du S et SE sur le Righi correspondent généralement à des vents du S sur le Saentis;

Les vents d'E sur le Righi correspondent généralement à des vents du NE sur le Saentis.

Observations comparées du Pilate (en ordonnées) et du Saentis (en abscisses), 1929-1930 (quelques mois).

Rose des vents: Saentis 16 directions,
Pilate 8 directions.

3^o Vents de force égale ou supérieure à 1 dans l'échelle réduite à 5 graduations.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Σ
Pilate																	
NW			1		1									1	1		4
W	1	1	1						5	1	2	6	5		2		24
SW	2	2	3	2	1		8	4	32	30	71	246	42	3	17	2	465
S	3		2	1	2	1	2	4	18	15	16	72	3	1	5		145
SE							1	1			1		1				4
E	1	2	16	5	3	2	2		1	5	1		3		2	1	44
NE	6	14	30	12	8	1	2	1	5	1	3	5	2	4	1	1	96
N	4	7	16	5	2		2		4	1	2	12	2	6	13		76
Σ	17	26	69	25	17	4	17	10	65	53	96	341	58	15	41	4	858

(Saentis)

4^o Vents de force égale ou supérieure à 2 dans l'échelle réduite.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Σ
Pilate																	
NW												1					1
W										1		2	1				4
SW	1							1	12	10	25	144	15		3	3	214
S									1	2	2	37	3		2		47
SE																	0
E			5														5
NE		3	9	11								2					25
N	1	1	2	2	1							2			1		10
Σ	2	4	16	13	1	0	0	1	13	13	27	188	19	0	6	3	306

(Saentis)

Les vents du S et du SW au Pilate correspondent généralement à des vents d'WSW au Saentis;

Les vents du NE conservent leur direction sur les deux sommets.

Observations comparées du Righi (en ordonnées) et du Pilate (en abscisses), 1929-1930 (quelques mois).

Rose des vents: Righi 8 directions,
Pilate 8 directions.

5° Vents de force égale ou supérieure à 1 dans l'échelle réduite à 5 graduations.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
Righi	NW	3		1		2	7		1	14
	W	7	6		1	68	231	10	1	324
	SW		2		1	12	11			26
	S	1			1	8	24	1	1	36
	SE	3	10	2		6	18			39
	E	17	36	13	2	7	3			78
	NE	14	6			4	5			29
	N	1			1	2	4			8
Σ		46	60	16	6	109	303	11	3	554

(Pilate)

6° Vents de force égale ou supérieure à 2 dans l'échelle réduite.

		N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
Righi	NW									0
	W		1			19	86			106
	SW		1		1	2	5			9
	S						6			6
	SE	1	1			2	2			6
	E	1	11				2			14
	NE									0
	N									0
Σ		2	14	0	1	23	101	0	0	141

(Pilate)

Les vents d'W au Righi correspondent à des vents du SW au Pilate;

Les vents d'E au Righi correspondent à des vents du NE au Pilate.

En résumé, nous voyons que sur chaque montagne certaines directions sont privilégiées; elles sont:

Au Righi: l'W, l'E et le SSE;

Au Pilate: le SSW à SW et le NE;

Au Saentis: l'WSW, le NE et le S.

Il n'est pas possible d'expliquer exclusivement par des considérations météorologiques la raison d'être de ces directions privilégiées. Le relief de ces massifs montagneux canalise, au moins au voisinage du sol, les courants aériens.

L'analyse orographique peut facilement se faire à l'aide d'une carte au 1:100000^e ou au 1:25000^e de l'Institut topographique fédéral.

ANALYSE OROGRAPHIQUE.

Massif du Saentis.

Le massif central du Saentis a la forme d'une croix, dont les bras ont les orientations suivantes ¹:

75° chaîne qui aboutit à la Megglisalp ²;

175° chaîne du Lisengrat,

260° partie supérieure de l'éperon du Gir,

335° arête qui relie le Saentis à la Girespitz.

Une chaîne importante dont la direction forme un angle de 60° avec la direction N géographique passe à 0,5 km au NNW du sommet. Une seconde chaîne, dont le principal sommet est l'Altmann, et qui est parallèle à la précédente, passe à environ 2 km au SSE de l'observatoire météorologique du Saentis.

¹ Les angles sont comptés de 0 à 360°, 90° = E; 180° = S, etc.

² Pour les noms, voir une carte au 1:25000^e.

Une troisième chaîne parallèle se trouve encore plus au sud. Toutes ces chaînes sont généralement terminées par une paroi rocheuse haute et assez mince.

Les vents du SW soufflent contre la face méridionale de la chaîne N qui s'étend de la Silberplatte (2160 m) à l'Oerlikopf (2203 m) en passant par la Girespitz (2450 m); ils sont déviés vers l'ENE. La partie supérieure de l'éperon arqué du Gir, au SW de l'observatoire météorologique, contribue à accentuer ce mouvement. Les vents d'W viennent heurter la face septentrionale de la chaîne N; ils sont plus ou moins déviés vers l'ENE.

Le large ensellement entre la Silberplatte et le Graukopf permet à certains vents d'W d'atteindre presque directement le Saentis. L'éperon du Gir, le bras WSW du massif central et le cirque entre le Saentis et la Girespitz canalisent le vent vers l'ENE.

Le vent du NW souffle presque perpendiculairement à la chaîne N. L'angle formé par la direction d'où il vient et par l'orientation de la chaîne vers l'ENE étant légèrement obtus, le vent s'écoulera surtout vers l'ENE.

L'ensellement entre le Graukopf et la Girespitz permet à quelques filets d'air de venir heurter le bras WSW du massif central, qui les dévient vers l'ENE.

Le vent du N est dévié vers le SW par l'orientation de la chaîne N en particulier. Le vent plongeant du NE n'est que peu dévié par le cirque qui se termine au Blauer Schnee.

Le vent d'E est généralement dévié vers l'WSW par la grande cuvette qui s'étend entre les chaînes N et centrale; le versant N de cette cuvette étant plus élevé que le bord S, l'air déborde sur l'arête méridionale.

Le vent du SE est peu à peu dévié vers le N, en particulier par l'arête du Lisengrat.

Le vent du S s'engouffre sans être dévié entre l'arête du Lisengrat et l'éperon du Gir; d'autre part, il est à composante descendante.

Cette analyse pourrait être facilement complétée expérimentalement par une étude sur maquette, avec production artificielle du vent où l'on ferait varier la vitesse, la direction,

l'inclinaison et la turbulence de celui-ci. Mais ces expériences ne nous sont pas nécessaires.

Les courtes considérations orographiques précédentes confirment qu'il doit y avoir au voisinage du sol des directions privilégiées pour les courants aériens.

Les directions des vents prédominants enregistrés à l'observatoire du Saentis sont bien celles que l'on peut s'attendre à trouver à cause de la configuration de ce massif montagneux (voir chaque dernière ligne des tabelles de fréquence des vents).

L'influence orographique est bien mise en relief par la comparaison des vents simultanés au Saentis et sur un des autres sommets, en particulier si l'intensité du courant est supérieur à « deux ».

Fréquence des vents simultanés de force égale ou supérieure à 3.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
Saentis	1	2	19	1	3	2	7	3	37	12	30	191	15	1	3	0
Righi	0		3		19		29		40		6		217		13	

(Nombre total d'observations: 327).

Fréquence des vents simultanés de force égale ou supérieure à 2.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
Saentis	2	4	16	13	1	0	0	1	13	13	27	188	19	0	6	3
Pilate	10		25		5		0		47		214		4		1	

(Nombre total d'observations: 306.)

Dans une étude comparative des vents au Saentis et en atmosphère libre à 2000 m en dessus de Friedrichshafen, Jonas¹ arrive aux conclusions suivantes, basées sur 120 observations:

- dans 10% des cas seulement, les vents sont identiques,
- dans 18% des cas, les vents sont de même force,

¹ G. JONAS, Der Wind auf dem Saentis und in der freien Atmosphäre. *Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre*, Band IV, Heft 4, 15.II.1912, pages 188-195.

dans 18% des cas, le vent est plus fort au Saentis,
 dans 63% des cas, le vent est plus fort en atmosphère libre,
 dans 27% des cas, les vents ont même direction,
 dans 30% des cas, les directions sont différentes de 22½°,
 dans 15% des cas, les directions sont différentes de 45°,
 dans 22% des cas, les directions sont différentes de plus de 45°.

Jonas *admet* que la vitesse ascensionnelle des ballons-pilotes est *constante*; il ne tient pas compte du temps que le vent emploie pour passer du Saentis au lac de Constance et néglige la déviation de la direction du vent, provoquée par le relief.

La partie la plus intéressante de cette étude est la tablelle suivante que je lui emprunte. Les observations en air libre sont simultanées avec celles indiquées dans la première colonne du Saentis.

Date	H. o. S. ¹	Saentis		Air libre		H. o. S.	Saentis	
		Dir.	m/sec	Dir.	m/sec		Dir.	m/sec
II.10	9-10	225°	5.0	234	14.0			
IV.21	5-6	45°	2.5	230	11.5	3-4	250°	12.5
23	10-11	250°	4.0	255	10.5			
28	5-6	225°	0.5	250	7.0	11-12	225°	3.0
VII. 7	10-11	250°	12.0	260	21.5	8-9	250°	19.5
23	5-6	225°	12.0	245	20.0	2-3	225°	16.5
27	15-16	225°	1.5	225	10.5	20-21	250°	11.0
29	5-6	90°	0	285	11.5	1-2	250°	11.0
VIII.12	5-6	45°	4.5	60	10.0			
IX.10	18-19	45°	7.0	155	16.5	19-20	135°	15.0
11	5-6	70°	11.5	170	10.5	9-10	180°	12.5
X. 5	14-15	250°	9.5	245	17.0	9-10	250°	18.0
13	9-10	315°	1.5	285	8.0	8-9	250°	4.0
27	8-9	220°	11.5	305	2.5			
29	8-9	315°	7.0	170	10.0	3-4	135°	8.5
XI. 5	8-9	20°	6.5	55	16.0	0-1	20°	13.0
22	7-8	270°	2.0	275	10.0			
XII. 1	14-15	225°	8.5	300	24.5	10-11	225°	26.0
24	7-8	225°	6.5	235	16.0			

¹ H.o.S. = heure d'observation au Saentis.

Dans la colonne des dates, le premier chiffre indique le mois, les autres le jour.

Entre le Saentis et le lac de Constance, les vents présenteraient donc des écarts très importants, s'il était correct de faire les comparaisons comme cela vient d'être fait.

Massif du Pilate.

Le massif du Pilate est caractérisé par une grande paroi de rochers orientée du NE au SW (voir une carte au 1:25000); elle a une altitude de 2122 m à l'Esel, 2109 m à l'Oberhaupt, 2133 m au Tomlishorn. Cette crête rocheuse se prolonge à l'WSW par l'éperon du Widderfeld, 2078 m, dont elle est séparée par la grande échancrure du Gemsmättli (2052 m)-Tomlialp, ouverte vers le S. Au N de l'Oberhaupt, est la crête courte et étroite qui se termine au Klimsenhorn.

Au S de l'Oberhaupt, au delà de l'ensellement du Kilchsteine est le massif du Matthorn, qui se développe surtout du SW au NE. Entre l'Oberhaupt et l'Esel est un col assez large, peu profond qui se prolonge vers le S par un vallon.

La face Est du dernier sommet nommé est légèrement concave vers l'ESE dans sa partie supérieure, vers le S à sa base.

D'après la configuration du terrain, il est à présumer que les vents du N, NE à ENE et ceux du SSE, S à SW atteindront le sommet du Pilate sans être notablement déviés par le sol. Les vents d'E à SE n'atteindront certainement pas le poste d'observation météorologique, à cause des Rochers de l'Esel.

Dans la plupart des cas, les vents d'W seront déviés vers le NE par la paroi rocheuse principale.

Les vents du NW soufflent perpendiculairement à l'arête principale. La forme du versant NW du Pilate les oblige à se redresser de plus en plus; arrivés à l'arête, il est probable qu'ils continuent leur mouvement et passent par dessus le poste d'observation, créant un tourbillon à axe plus ou moins horizontal sur le versant SE de la chaîne Tomlishorn-Oberhaupt.

Les observations simultanées du Pilate et du Righi, d'une part, puis celles du Pilate et du Saentis, d'autre part, confirment ces déductions.

Fréquence des vents d'une force supérieure à 1.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Nbre. total obs.
Pilate	46		60		16		6		109		303		11		3		554
Righi	8		29		78		39		36		26		324		14		554
Pilate	76		96		44		4		145		465		24		4		858
Saentis	17	26	69	25	17	4	17	10	65	53	96	431	58	15	41	4	858

Fréquence des vents d'une force supérieure à 2.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Nbre. total obs.
Pilate	2		14		0		1		23		101		0		0		141
Righi	0		10		14		6		6		9		106		0		141
Pilate	10		25		5		0		47		214		4		1		306
Saentis	2	4	16	13	1	0	0	1	13	13	27	188	19	0	6	3	306

La seconde de ces tabelles confirme l'hypothèse que les vents d'W sont déviés vers le NE ou qu'ils passent par dessus la station, comme ceux du NW. L'action des parois rocheuses de l'Esel sur les vents du SE et d'E est bien mise en évidence dans les tabelles précédentes. La direction du vent en atmosphère libre n'est donc pas identique à celle signalée au Pilate.

Massif du Righi.

Ce massif est orienté du NW au SE; ses principales cotes sont: Righi-Kulm, 1800 m; Righi-Scheidegg, 1665 m et Hochfluh, 1702 m. Ce massif est complètement dégagé.

Le sommet principal est au centre de trois arêtes:

- la première est orientée vers le NNW,
- la seconde est orientée vers l'WSW,
- la troisième est orientée vers l'ESE.

Les vents ne doivent pas être sensiblement déviés par le relief local. Le poste d'observation, situé sur le versant sud,

est protégé par les crêtes rocheuses des 2^{me} et 3^{me} arêtes contre les vents du NW, N, NE, en particulier s'ils sont violents.

Par inertie, après avoir été contraints de se relever de plus en plus, les vents du NNW au NE continueront leur mouvement au delà des crêtes WSW et ESE.

Les observations simultanées du Righi et du Pilate, d'une part, et du Righi et du Saentis, d'autre part, confirment l'interprétation précédente.

Fréquence des vents de force supérieure à 1.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Σ
Righi	8		29		78		39		36		26		324		14		554
Pilate	46		60		16		6		109		303		11		3		554
Righi	7		67		71		109		100		33		319		26		732
Saentis	12	8	76	13	27	2	22	11	108	37	70	283	34	10	19	0	732

Fréquence des vents de force égale ou supérieure à 2.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Σ
Righi	0	0	14	6	6	9	106	0	141
Pilate	2	14	0	1	23	101	0	0	141

Fréquence des vents de force égale ou supérieure à 3.

	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	Σ
Righi	0		3		19		29		40		6		217		13		327
Saentis	1	2	19	1	3	2	7	3	37	12	30	191	15	1	3	0	327

Il est bien évident que toutes ces comparaisons sont entachées d'erreurs qui modifient plus ou moins les conclusions; ces erreurs sont dues:

- 1° Aux différences d'altitude des trois postes;
- 2° A l'éloignement de ces sommets;
- 3° Au fait que les régimes atmosphériques sont en voie d'évolution.

A défaut de mieux, il m'a fallu me contenter de ces données.

De ces quelques renseignements sur les mesures de la direction du vent au Saentis, au Pilate et au Righi, les conclusions suivantes se dégagent:

1° Les vents sur les montagnes sont influencés par le relief local;

2° Les trois sommets bien isolés du Saentis, Righi et Pilate ne fournissent pas des renseignements d'égale exactitude sur la direction du vent en atmosphère libre;

3° De la direction du vent au Saentis, il n'est pas possible de déduire la direction exacte du vent en atmosphère libre, sauf pour ce qui concerne le fœhn.

4° Le Pilate semble fournir avec le moins d'erreurs (par rapport au Righi et au Saentis) la direction des vents du NNW à ENE et du SSE à SSW;

5° Des trois sommets, le Righi paraît donner les meilleurs renseignements pour la direction des vents d'ENE à WNW (secteur comprenant la direction sud), et même pour ceux du secteur WNW à NNW;

6° Les vents du secteur NNW, NW, WNW sont ceux dont la direction est connue avec le moins de précision, aussi bien au Saentis qu'au Righi et au Pilate.

Nous pouvons donc conclure de cette analyse que, si les sondages aérologiques exécutés avec un seul théodolite sont souvent très douteux, la vitesse ascensionnelle des ballons-pilotes n'étant pas constante, la direction et la force du vent observés sur les montagnes sont faussées par le voisinage du sol et ne correspondent pas rigoureusement aux caractéristiques du courant en atmosphère libre. Pour connaître celui-ci, il faut déduire des observations le *vent théorique au gradient*.

Il s'agit donc de chercher maintenant quel sera le degré de précision du vent au gradient, ou vent calculé, dans un pays aussi montagneux que la Suisse.

ETUDE THÉORIQUE.

Grâce aux nombreuses stations météorologiques situées en montagne et dotées d'instruments, il est possible d'avoir des

observations précises de la pression, de la température et de l'humidité en de nombreux points.

Dans l'expression classique du vent au gradient figure le terme:

$$\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$$

Si, entre les postes A et B distants de Δn km, non seulement règne une différence de pression Δp , mais encore une différence $\Delta \rho$ de densité de l'air, quelle est la valeur qu'il faudra attribuer à ρ dans le terme ci-dessus ? Une valeur moyenne ne correspondra pas à la situation.

L'expression $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$ n'est rigoureuse que si la densité est constante dans la région qui sert à déterminer dp .

Pour tenir compte de la variation de la densité de l'air, nous transformerons le terme en question dans l'équation du vent au gradient.

Posons:

W = vitesse théorique du vent;

$2 \omega W \sin \varphi$ = force déviante;

$\frac{W^2}{r}$ = force centrifuge;

g = accélération terrestre = 9,81 m/sec²;

Δh = différence d'altitude en mètres de deux points d'une surface isobare situés respectivement au-dessus de deux points A et B séparés par un degré d'arc de grand cercle suivant la direction du gradient total, et où règnent les pressions suivantes:

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{en A : } p_A ; \\ \text{en B : } p_B = p_A \pm \Delta p ; \end{array} \right.$$

ω = vitesse de rotation de la terre autour de son axe;

φ = latitude du point considéré;

r = rayon de courbure de l'isobare.

La différence d'altitude Δh , mesurée à l'aide du baromètre est donnée par la relation:

$$\Delta h = S \cdot \Delta p, \quad \text{où } \Delta p \text{ est le gradient en mm Hg .}$$

S = rapport entre les poids spécifiques du mercure et de l'air :

$$S = \frac{\rho_{\text{mercure}}}{\rho_{\text{air}}} ;$$

à 0° C et sous pression normale de 760 mm de Hg,

$$S = \frac{13596}{1,293} = 10515 .$$

Si les conditions normales ne sont pas remplies, mais si l'air est sec :

$$S = \frac{13596}{1,293 \cdot \frac{p}{760} \cdot \frac{T_0}{T}} = 10515 \cdot \frac{760 \cdot T}{p \cdot T_0} ;$$

T = T₀ + t = température absolue de l'air;

T₀ = 273° C;

p = pression atmosphérique.

Sur une surface isobare, l'accélération de l'unité de masse d'air, due uniquement au gradient de pression est, à très peu près :

$$g \cdot \frac{\Delta h}{111000} = \frac{g \cdot \rho_{\text{Hg}} \cdot \Delta p}{111000 \cdot \rho_{\text{air}}} = \frac{\Delta p \cdot T}{387 \cdot p} = C \frac{\Delta p}{\rho_{\text{air}}} ; \quad C = \frac{g \cdot \rho_{\text{Hg}}}{111000}$$

L'air est supposé sans viscosité et susceptible de se déplacer sans frottement sur la surface isobare.

Si l'air n'est soumis qu'aux deux forces égales suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{force due au gradient,} \\ \text{force de déviation terrestre,} \end{array} \right.$$

le vent théorique est rectiligne et stationnaire, et son équation s'écrit :

$$\frac{\Delta p \cdot T}{387 \cdot p} = 2 \omega W \sin \varphi ;$$

$$W = \frac{\Delta p \cdot T}{387 \cdot p \cdot 2 \omega \sin \varphi} = \frac{C \Delta p}{\rho_{\text{air}} \cdot 2 \omega \sin \varphi} .$$

Si le mouvement est stationnaire, mais curviligne, il faut

introduire l'expression W^2/r dans le deuxième membre de l'équation, qui s'écrit:

$$\frac{\Delta p \cdot T}{387 \cdot p} = 2\omega W \sin \varphi \pm W^2/r$$

} + pour régime dépressionnaire,
} — pour régime anticyclonique.

Il est bon de remarquer ici que, dans l'équation classique du vent théorique, nous avons remplacé le terme $\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dn}$ par l'expression:

$$\frac{\Delta p \cdot T}{387 \cdot p} = C \frac{\Delta p}{\rho}, \quad \text{où} \quad C = \frac{g \cdot \rho_{\text{Hg}}}{111000};$$

cette expression vaut donc $\frac{133,3 \Delta p}{111000 \rho}$, ρ_{Hg} étant exprimée en kilogrammes. Or, les deux quantités $\frac{dp}{dn}$ et $\frac{133,3 \Delta p}{111000}$ sont égales; en effet, la première est donnée en unités absolues (kg-masse, mètre, seconde), comme il résulte de l'équation du vent; dans la seconde, Δp est donnée en mm de Hg par unité géographique; et l'on sait que 1 mm de Hg vaut 133,3 unités absolues; le quotient $\frac{133,3 \Delta p}{111000}$ exprime donc bien la différence de pression par mètre en unités absolues; il est égal à $\frac{dp}{dn}$.

Le vent théorique du gradient de pression dépend du poids spécifique de l'air, donc de T et p , comme nous venons de le voir.

Les formules ci-dessus sont convenables et donnent W si l'air, à l'intérieur du triangle des postes météorologiques M , M' et M'' , dont les observations servent à calculer le gradient pression, a même température et humidité. En général, même si le régime météorologique est stable, ces deux conditions ne seront pas satisfaites, en particulier dans un pays montagneux. Quel poids spécifique de l'air faudra-t-il donc prendre ?

Le poids spécifique maximum de l'air en M , M' ou M'' , donnera un vent trop faible; le poids spécifique minimum de l'air en M , M' et M'' donnera un vent trop fort; le poids spécifique moyen donnera-t-il une valeur suffisamment exacte ?

Quelle est l'influence sur W des différences de température et d'humidité aux trois points utilisés ?

Le fait de ne considérer que le gradient Δp et la température moyenne revient à dire que la variation de la température d'un poste à l'autre et les variations de l'humidité sont négligeables ou qu'il n'y a aucune relation entre la pression et les variations de ces éléments.

La deuxième hypothèse est contraire à l'équation fondamentale des gaz $p\nu = RT$.

La première hypothèse est-elle justifiée ?

L'expression classique du poids spécifique de l'air est:

$$\rho = \frac{1,293}{760} \frac{p - 0,377e}{1 + \alpha t}$$

A 1000 m par exemple, une variation de 1 mm de p ne modifie la valeur de ρ que de $\frac{1}{670}$ environ (670 = pression moy. à 1000 m) tandis qu'une variation de température de 1° modifie le résultat $\frac{1}{273}$. On voit qu'une variation de température, même faible, n'est pas négligeable. Pour mettre en évidence l'influence de e , considérons deux postes A et B à même altitude, dont les températures respectives soient de 10° C pour A (humidité relative 50%) et de 11° C pour B (humidité 80%).

Pour le premier poste nous avons: tension maximale de vapeur (e) à 10° C: 9,2 mm; tension existante 4,6 mm; d'où une correction de pression de $0,377 \cdot 4,6 = 1,73$ mm.

Pour le deuxième poste nous avons: tension max. de vapeur à 11° C.: 9,9 mm; tension existante 7,9 mm; d'où une correction de pression de $0,377 \cdot 7,9 = 2,98$ mm.

La différence d'humidité n'est donc pas davantage négligeable. Dans ces conditions, le poids spécifique de l'air à ces deux postes, en tenant compte d'une surpression de 1 mm en A, est de:

$$A) \quad \frac{1,293}{760} \cdot \frac{670 + 1 - 1,73}{1,0366} = \frac{1,293}{760} \cdot 645,6 ;$$

$$B) \quad \frac{1,293}{760} \cdot \frac{670 - 2,98}{1,04} = \frac{1,293}{760} \cdot 641,3 ; \quad (\Delta p' = 4,3)$$

si la surpression de 1 mm est attribuée à l'autre poste, on a :

$$A') \quad \frac{1,293}{760} \cdot \frac{670 - 1,73}{1,0366} = \frac{1,293}{760} \cdot 644,7 ;$$

$$B') \quad \frac{1,293}{760} \cdot \frac{670 + 1 - 2,98}{1,04} = \frac{1,293}{760} \cdot 642,3 ; \quad (\Delta p' = 2,4) .$$

On voit donc qu'une faible variation de température entre A et B (1° C), accompagnée d'une variation d'humidité de 30% (cas fréquent) modifie plus fortement le poids spécifique de l'air qu'une variation de pression de 1 mm.

Autre exemple: Quelle est la variation d'humidité nécessaire, entre deux postes A et B (situés par exemple à 1000 m d'altitude), dont les températures sont différentes de 1° C, et dont les pressions diffèrent de 1 mm de Hg, pour compenser l'influence de la différence de pression sur la détermination de la masse spécifique de l'air ?

Admettons les conditions suivantes:

Poste A: pression 671 mm de Hg; température + 10° C,
humidité relative 60%.

Poste B: pression 670 mm de Hg; température + 11° C,
humidité relative $x\%$.

La question posée revient à écrire:

$$\rho_A = \rho_B ;$$

d'où, en posant:

$$X \cdot 0,377 = Y ,$$

l'équation:

$$\frac{1,293}{760} \cdot \frac{671 - 2,08}{1,0366} = \frac{1,293}{760} \cdot \frac{670 - Y}{1,04} ;$$

$$\frac{671 - 2,08}{1,0366} \cdot 1,04 - 670 = Y ,$$

et :

$$x = 34 \% .$$

Une variation d'humidité de 26%, accompagnée d'une différence de température de 1°, suffit donc à neutraliser l'effet de la variation de pression de 1 mm.

On trouvera de même, soit l'écart de température entre A et B, soit la variation d'humidité nécessaire entre ces deux postes, pour compenser une différence de pression donnée quelconque.

L'hypothèse que l'influence de la variation de la température entre les postes et que l'influence de l'humidité sont négligeables pour la détermination du vent au gradient est donc bien loin d'être toujours justifiée.

Cette constatation nécessite une modification dans le calcul théorique du vent. En fait, l'air ne s'écoule pas sur une surface *isobare* inclinée avec la vitesse $W = \sqrt{2g \cdot \Delta h_p}$ ¹, mais sur une surface inclinée à poids spécifique ρ constant et avec la vitesse $W = \sqrt{2g \cdot \Delta h_\rho}$.

Dès maintenant, Δh doit représenter la différence de niveau de deux points A et B d'une surface de poids spécifique constant. Si les stations A et B ont la même altitude, le poids spécifique de l'air en A (ρ_A) sera probablement, dans la plupart des cas, différent de celui en B (ρ_B).

Désignons par $\Delta\rho$ la différence ($\rho_A - \rho_B$). Il s'agit d'établir une relation entre ρ_A , ρ_B et Δh . On peut être tenté de se servir de la formule de Laplace:

$$dh \cdot \rho = - dp ;$$

mais ce n'est pas possible. Entre les postes A et B nous ne connaissons pas la loi de variation de la température et pas davantage celle de l'humidité. Cette lacune nous empêche de calculer le poids spécifique moyen de l'air entre A et B. La tranche d'atmosphère entre ces deux stations, tranche d'ailleurs plus ou moins étendue, est peu épaisse. Momentanément, on peut aussi être tenté de substituer à $\rho_A - \rho_B = \Delta\rho$ une autre valeur $\Delta'\rho$ égale quantitativement à $\Delta\rho$, mais différente qualitativement. La variation du poids spécifique pourrait être expri-

¹ Formule utilisée par Hann pour le calcul du vent théorique: $W = \sqrt{2g \cdot \Delta h}$; HANN, *Lehrbuch der Meteorologie*, 1915, Seite 427, 487, 742.

mée au moyen de valeurs virtuelles attribuées à deux des trois éléments: pression, température et humidité. Par exemple, que deviendrait $\Delta'p$ si nous attribuons à e et t les valeurs arithmétiques moyennes e' et t' momentanées entre A et B ?

$$\Delta'\rho = \frac{1,293}{760} \cdot \frac{\Delta'p - 0,377e'}{1 + \alpha t'} = \Delta\rho$$

$\rho_A - \rho_B = \Delta\rho$ correspond à un état donné réel et momentané de l'atmosphère et à une différence réelle et bien définie de pression: $p_A - p_B = \Delta p$. $\Delta'\rho$ devant être égal à $\Delta\rho$ par hypothèse, l'attribution de valeurs arbitraires à e' et t' entraînerait en général une modification de Δp , ce qui n'est pas admissible.

En fait, ce que nous désirons savoir, c'est *l'inclinaison de la surface Φ à poids spécifique constant*. La distance horizontale entre les stations A et B étant connue, il faut encore savoir à quelle altitude se trouvera cette surface à la verticale de A et à celle de B.

Faisons l'hypothèse que le poids spécifique de l'air diminue linéairement en fonction de l'altitude, à l'intérieur de tranches atmosphériques de faible épaisseur.

L'erreur maximum ainsi commise est insignifiante, même si la tranche est épaisse de 2000 m; les deux exemples extrêmes suivants en font foi:

1^{er} exemple:

{	Au sol:	Temp. — 10° C	Pression 760 mm	$\rho = 1,342$
	A 1000 m:	» — 20° C	» 665,7 »	$\rho = 1,222$
	A 2000 m:	» — 30° C	» 580,1 »	$\rho = 1,109$

2^{me} exemple:

{	Au sol:	Temp. 30° C	Pression 760,0 mm	$\rho = 1,165$
	A 1000 m:	» 25° C	» 678,3 »	$\rho = 1,057$
	A 2000 m:	» 20° C	» 604,3 »	$\rho = 0,958$

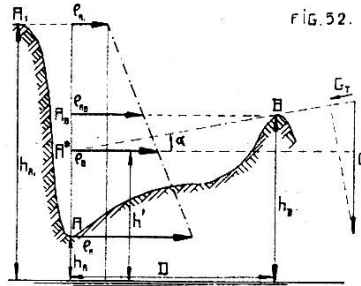
A une variation linéaire du poids spécifique de l'air entre 0 et 2000 m correspondrait à 1000 m une valeur de:

1^{er} cas: $\rho = 1,2255$ au lieu de 1,222; erreur: 3 ‰.

2^{me} cas: $\rho = 1,0615$ au lieu de 1,057; erreur: 4,24 ‰.

Les erreurs sont donc faibles.

La première des deux situations envisagées correspond à de l'air froid sec, lourd, et à un fort gradient thermique; tandis que la deuxième correspond à de l'air chaud, sec, et à un faible gradient thermique. Admettons maintenant que le poste A (ρ_A) soit à une altitude inférieure à celle de la station B (ρ_B), et que l'on sache réduire avec exactitude le poids spécifique de l'air de A au niveau B; désignons par ρ_{AB} cette valeur réduite.



Si les deux postes A et B sont éloignés de plusieurs dizaines de km, nous aurons généralement $\rho_{AB} \neq \rho_B$. A quelle altitude h' sur la verticale de A se trouve la surface de poids spécifique ρ_B ? Grâce à l'hypothèse admise nous pouvons poser (fig. 52), en désignant par D la distance Δn :

$$\frac{h_B - h_A}{\rho_A - \rho_{AB}} = \frac{\pm h_B \mp h'}{\pm \rho_B \mp \rho_{AB}},$$

d'où:

$$\Delta h = \pm h_B \mp h' = \frac{h_B - h_A}{\rho_A - \rho_{AB}} \cdot (\pm \rho_B \mp \rho_{AB}).$$

La figure 52 correspond au cas de $\rho_B > \rho_{AB}$ et aux signes supérieurs des formules.

L'inclinaison de la surface Φ est:

$$\text{tg } \alpha = \frac{\pm h_B \mp h'}{D} = \frac{\Delta h}{D}.$$

Les égalités précédentes peuvent être écrites sous une autre forme; posons d'abord:

$$\left\{ \begin{array}{l} \pm h_B \mp h' = \Delta h ; \\ \pm \rho_B \mp \rho_{AB} = \Delta'' \rho ; \\ h_B - h_A = E ; \end{array} \right.$$

en substituant ces nouvelles valeurs dans l'égalité précédente, nous avons:

$$\frac{E}{\rho_A - \rho_{AB}} = \frac{\Delta h}{\Delta'' \rho} ; \quad \text{tg } \alpha = \frac{\Delta'' \rho}{D} \cdot \frac{E}{\rho_A - \rho_{AB}} ;$$

en d'autres termes, l'inclinaison de la surface est proportionnelle à la variation horizontale du poids spécifique de l'air ($\Delta''\rho$), et inversement proportionnelle à la variation verticale ($\rho_A - \rho_{A_B}$).

A la base de cette solution, se trouve, nous venons de le voir, l'hypothèse que le poids spécifique de l'air peut être réduit avec précision à un autre niveau; cette hypothèse sous-entend que le gradient thermique, le gradient vertical de la pression et la variation de l'humidité sont connus.

Dans la majorité des cas, les variations de la température et de l'humidité devraient être admises arbitrairement; et la pression réduite pourrait être calculée à l'aide de ces valeurs supposées.

Pour éviter l'emploi de ces valeurs moyennes arbitraires de t et e , il me semble préférable de se servir de stations auxiliaires A_1 et B_1 situées dans le voisinage des postes considérés, mais à d'autres niveaux (par exemple: Neuchâtel et Chaumont, Soleure et le Weissenstein, Interlaken et le Beatenberg, etc.).

Si les poids spécifiques de l'air en A , A_1 et B sont connus, il est facile de trouver, sur la verticale de A , l'altitude h' du point A^* (fig. 52) ayant pour densité celle de B . Ce problème se ramène au précédent et n'en diffère que par la méthode par laquelle ρ_{A_B} est calculé. Nous avons (fig. 52):

$$\frac{h_{A_1} - h_A}{\rho_A - \rho_{A_1}} = \frac{h_{A_1} - h_B}{\rho_{A_B} - \rho_{A_1}}$$

d'où:

$$\rho_{A_B} = \rho_A \frac{h_{A_1} - h_B}{h_{A_1} - h_A} + \rho_{A_1} \frac{h_B - h_A}{h_{A_1} - h_A}$$

Si:

$$h_B = h_{A_1}, \quad \rho_{A_B} \text{ se réduit à } \rho_{A_1};$$

$$h_B = h_A, \quad \rho_{A_B} \text{ se réduit à } \rho_A.$$

En introduisant cette valeur dans l'expression:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{E}{D} \cdot \frac{\pm \rho_B \mp \rho_{A_B}}{\rho_A - \rho_{A_B}}$$

nous obtenons avec $E = h_B - h_A$:

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{1}{D} \cdot \frac{\pm \rho_B (h_{A_1} - h_A) \mp \rho_{A_1} (h_B - h_A) \mp \rho_A (h_{A_1} - h_B)}{(\rho_A - \rho_{A_1})}$$

et

$$\Delta h = \pm h_B \mp h' = \frac{\pm \rho_B (h_{A_1} - h_A) \mp \rho_{A_1} (h_B - h_A) \mp \rho_A (h_{A_1} - h_B)}{\rho_A - \rho_{A_1}}$$

Dans les calculs précédents, nous avons admis implicitement que la distance BA* correspondrait à celle de la plus grande pente, issue de B sur la surface de même densité. Si tel n'est pas le cas, il faudra déterminer cette direction. Dans ce but on fera les hypothèses simplificatrices que voici:

1° Sur une courte distance un arc d'isobare peut être remplacé par une sécante;

2° Sur un domaine restreint, une surface quelconque de même densité peut être remplacée par un plan.

Entre quatre stations voisines prises deux à deux (A et A₁) et (C et C₁), cherchons alors deux points A* et C* qui aient même poids spécifique ρ ; traçons la droite de A* à C*; et, d'une 5^{me} station B de densité $\rho_B \neq \rho$ abaissons sur A*C* une perpendiculaire, qui est la ligne de plus grande pente du plan A*BC*.

Pour déterminer avec précision l'inclinaison de la surface, il est préférable que D soit petit, que h_{A_1} , h_A et h' ne diffèrent que de quelques centaines de mètres. Si ces conditions peuvent être remplies, l'hypothèse de la variation linéaire de ρ est très certainement remplie presque exactement.

Si les distances et les différences d'altitude sont considérables, la présence éventuelle de surfaces de discontinuités météorologiques, d'étangs d'air froid dans les vallées, etc., risque de diminuer la précision de cette méthode de calcul.

On connaît donc l'inclinaison de la surface Φ .

Une masse d'air unitaire, en un point quelconque de la surface Φ , soumise seulement à l'accélération terrestre, subira une

accélération tangentielle g_t proportionnelle à $g \sin \alpha$. Pour de faibles valeurs de α il sera possible de substituer $\operatorname{tg} \alpha$ à $\sin \alpha$; l'erreur relative sera inférieure à un millième, si α est inférieure à $2^\circ 30'$; elle sera toujours inférieure à un centième pour tout angle ne dépassant pas 8° .

En tenant compte de ce qui vient d'être vu, l'équation du mouvement stationnaire de l'air prendra la forme suivante (mouvement curviligne):

$$\frac{g}{D} \cdot \frac{\pm \rho_B (h_{A1} - h_A) \mp \rho_{A1} (h_B - h_A) \mp \rho_A (h_{A1} - h_B)}{(\rho_A - \rho_{A1})} = 2 \omega W \sin \varphi \pm \frac{W^2}{r},$$

si l'on fait abstraction du frottement et si l'on ne considère que l'unité de masse. C'est l'équation dont nous nous servirons.

Les signes supérieurs correspondent au cas $\rho_B > \rho_{A1}$, les signes inférieurs au cas $\rho_B < \rho_{A1}$.

(A suivre.)