

11308

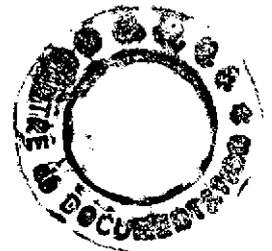
PROGRAMME DES NATIONS UNIES POUR LE DEVELOPPEMENT
PROJET RELATIF AU CRIQUET PELERIN

No. UNSF/DL/RFS/5

La Météorologie en Afrique du nord-est et au Proche-Orient
pendant la période allant du 5 au 11 mars 1962

par D.E. Pedgley

Centre de Recherche Antiacridien de Londres



Etude d'un cas particulier de structure et d'évolution d'une
perturbation à l'échelle synoptique ayant provoqué un mouvement
de populations grégaires de Criquet Pèlerin vers le nord.

Division de la production végétale et de la protection des plantes
Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture
Rome, Italie

Septembre 1966

MR/49462

80311
11208

TABLE DES MATIERES

	<u>Page</u>
INTRODUCTION	1
TECHNIQUES D'ANALYSE	2
SERIE DE CARTES	16
CONCLUSIONS	25
RECOMMANDATIONS	27
REMERCIEMENTS	31





INTRODUCTION

La migration des essaims de Criquet Pèlerin est essentiellement déterminée par les conditions météorologiques dominantes. En particulier la température, comme le vent, jouent un rôle prépondérant en ce sens qu'ils sont à l'origine non seulement de l'apparition ou de l'absence d'activité d'un vol, mais encore qu'ils déterminent la distance parcourue en une journée, quelle qu'elle soit.

Un vol ne peut se produire que les jours où la température de l'insecte dépasse une valeur critique, lorsque la température des muscles des ailes dépasse cette valeur. Pendant le vol, la température des muscles des ailes est de quelque 5 à 10° C supérieure à celle de l'air ambiant, ce fait provenant à la fois de la libération de la chaleur métabolique et de l'absorption d'insolation directe. Cette dernière est particulièrement variable car elle est fonction de la quantité et du type de nuage existants. En conséquence, la température minimum de l'air au-dessous de laquelle un vol ne peut se produire s'obtiendra seulement en comparant les températures tirées des cartes synoptiques se rapportant les unes et les autres aux jours de migration et d'absence de migration. A défaut d'études détaillées de ce genre, il est expédient de retenir 20-25°C comme valeur approximative admise du seuil de température de l'air pour le vol, T_f .

Pendant un mois où la température moyenne maximum de l'après-midi est supérieure à T_f , la migration pourra se produire plusieurs jours au cours de ce mois-là; plus la température moyenne est élevée, plus nombreux sont les jours de migration potentielle et plus longue est la durée moyenne du vol pendant chacune de ces journées. Par contre, les mois où la température maximum moyenne de l'après-midi est inférieure à T_f , la migration n'aura lieu que pendant quelques jours seulement. Pour prendre un cas extrême, si la moyenne maximum est si basse que même le maximum journalier le plus élevé est tout juste égal à T_f , alors la migration potentielle se réduira à environ un jour par mois. D'autre part, pour un mois chaud, lorsque le maximum journalier le plus bas est tout juste équivalent à T_f , la migration sera alors possible presque tous les jours. Dans la partie septentrionale de l'aire d'invasion pendant l'hiver de l'hémisphère nord, les températures moyennes mensuelles sont si basses que la migration n'est possible que certains jours particulièrement chauds. Par contre, dans les parties centrales de l'aire d'invasion, les températures maxima de l'après-midi sont suffisamment élevées pour permettre la migration quotidiennement, ou presque tous les jours, même les plus frais, chaque mois. Il en résulte que la direction du déplacement des essaims migrants sera conditionné, dans une certaine mesure, par la température existante. Ainsi donc, lorsque la température moyenne est inférieure à T_f , le déplacement se fera dans la direction du vent les jours où la température ambiante est supérieure à T_f , tandis que lorsque la température moyenne est supérieure à T_f , le déplacement se fera dans la direction du vent moyen.

Les températures maxima journalières particulières, pour un lieu donné, diffèrent de la moyenne mensuelle par suite du passage de perturbations synoptiques traversant le lieu en question. Sur la partie septentrionale de l'aire d'invasion, les perturbations synoptiques sont particulièrement fréquentes et intenses au cours de la moitié hivernale de l'année.

Par conséquent, si l'on veut comprendre le mouvement des essaims d'un jour à l'autre au cours des mois durant lesquels les températures moyennes maxima sont inférieures à T_f , il est indispensable d'étudier la nature et l'évolution de ces perturbations qui entraînent des augmentations temporaires de la température au-dessus de la valeur-seuil. En outre, ces perturbations s'accompagnent de précipitations, dont dépend l'apparition d'une nouvelle génération d'essaims migrants.

Le présent rapport donne les résultats de l'étude d'un cas particulier de perturbation synoptique traversant l'Afrique du nord-est et le Proche-Orient. Cette étude a été entreprise en vue de déterminer non seulement la structure et l'évolution d'une perturbation donnée, mais également pour éprouver certaines techniques pour l'analyse et la présentation des schémas quotidiens se rapportant au vent, à la température et aux précipitations.

Techniques d'analyse

A. Vent

Les vents, à la surface de la terre, forment un ensemble organisé. A tout moment, cet ensemble est constitué d'un certain nombre de circulations adjacentes et partiellement superposées dont les dimensions, à la fois dans l'espace et dans le temps, couvrent un très vaste horizon. Il est bien évident que seules certaines de ces circulations affecteront de façon significative le mouvement des essaims migrants, notamment de ceux dont l'existence se compte en heures ou en jours. Des circulations de ce genre sont respectivement connues sous le nom de méso-échelle et d'échelle synoptique; elles ont des dimensions horizontales de centaines et de milliers de kilomètres.

Les vents de l'échelle synoptique sont approximativement géostrophiques, c'est-à-dire qu'ils sont exclusivement déterminés par le système de pression dominante et par l'influence de la rotation de la terre. En particulier, l'ensemble de la région examinée dans cette étude est situé suffisamment loin au nord de l'équateur pour que les vents de basse couche correspondent bien au tracé des isobares des LSM, de telle sorte qu'en tout lieu, les vents soufflent parallèlement aux isobares proches de ce lieu avec une vitesse inversement proportionnelle à l'écartement des isobares. En se tenant le dos au vent, on aurait la pression la plus haute à sa droite et la plus basse à sa gauche. Cette connexité géostrophique théorique se concrétisera très vraisemblablement dans la réalité, à peu près au moment des maxima de température de l'après-midi, lorsque le ralentissement dû à l'effet de friction de surface est à son minimum. Dans le cadre de cette étude, il sera pratique de choisir les 1200 GMT.

Etant donné que le tracé d'ensemble des isobares horizontales sur une zone donnée se modifie à la verticale, il est important de bien se rendre compte du fait que le vent mesuré en surface (qui peut être bien au-dessus des LSM) s'écarte généralement de plus en plus du système des isobares des LSM, au fur et à mesure que l'altitude du lieu d'observation augmente. Pour des lieux se situant jusqu'à 500 m au-dessus des LSM, particulièrement en pays découvert, on ne risque pratiquement pas de faire d'erreur grave en admettant un rapport étroit entre les isobares des LSM et les vent de surface; par contre, au-dessus de 1.000 m, les déviations peuvent être grandes, de sorte que des erreurs considérables peuvent résulter de l'application de la connexité géostrophique. Un autre point qui doit être considéré est le fait qu'au fur et à mesure que l'altitude d'une station d'observation augmente, la pression calculée des LSM s'éloigne de plus en plus de la réalité et n'a plus de signification physique. Ceci provient du fait que les approximations introduites dans le calcul de la correction à ajouter à la pression au niveau de la station pour obtenir la pression LSM augmentent. Au-dessus de 1.000 m, ces approximations sont si importantes qu'elles peuvent rendre presque sans valeur les pressions LSM calculées.

Du fait que la connexité géostrophique existe, les vents des circulations de l'échelle synoptique peuvent être représentés d'une façon simple et très pratique par le tracé des isobares. Il conviendra toutefois de ne pas perdre de vue un certain nombre de points particuliers si l'on veut obtenir tous les détails importants sur la distribution du vent à partir des observations disponibles.

1. Sur une grande partie de l'aire d'invasion, les stations météorologiques sont très dispersées. En conséquence, il suffit que les observations de quelques stations seulement viennent à manquer pour que ceci ait des résultats déplorables sur de vastes zones par suite du manque de renseignements. Il est par conséquent indispensable, dans toute étude détaillée d'un cas particulier, de se procurer un aussi grand nombre d'observations de routine que possible, et ce, à la source même. De cette façon, la quantité d'observations peut être considérablement accrue et dépasser celle dont l'on dispose souvent par les voies d'information météorologiques normales. Le temps passé à rassembler des données manquante, à l'effet d'obtenir une vue d'ensemble plus complète, est du temps bien employé.
2. Les lectures de pression sur une station météorologique donnée peuvent être sujettes à une erreur permanente. L'ampleur d'une telle erreur pourra être déterminée en établissant une carte donnant les pressions moyennes d'un mois dans la zone étudiée, en dessinant des isobares atténués, et en notant ensuite la différence entre les pressions observées et les pressions interpolées. Cette différence est utilisée pour réajuster les lectures personnelles. On peut estimer que les erreurs de ce type atteignent parfois, disons, 1/2 mb, même pour les stations des régions les plus reculées. Cependant, des difficultés apparaissent dans les régions montagneuses ou au voisinage de vastes étendues d'eau froide, tous endroits où "l'erreur" peut, en fait, être bien réelle. Il peut arriver que les pressions qui subissent l'influence de facteurs topographiques ne soient pas représentatives du schéma de l'échelle synoptique. Il est par conséquent indispensable que soit d'abord dressée une carte de pression moyenne et que soient déterminées toutes erreurs permanentes pouvant exister. Faute de quoi, des circulations synoptiques erronées peuvent être introduites, tout simplement par le fait que les gradients de pression horizontale sont typiquement d'environ 1 mb sur 100 ou 200 km, de sorte qu'une erreur, disons, de 2mb peut déplacer une isobare de plusieurs centaines de kilomètres.
3. Lorsque le système de pression est lui-même en mouvement, la connexité géostrophique est troublée par le fait qu'une certaine particule d'air en mouvement sera vraisemblablement soumise à un gradient de pression qui changera constamment. Par exemple, à l'avant d'un creux de basse pression, le gradient augmente souvent en direction de l'axe du creux, de sorte que si ce creux dépasse une particule d'air en mouvement, cette particule est soumise à un gradient de pression qui augmente, ce qui a pour résultat de l'amener à se déplacer travers les isobares perpendiculairement au creux, plutôt qu'à souffler dans une direction exactement parallèle aux isobares. Cet effet agéostrophique peut produire un fort écoulement à travers les isobares, à l'avant ou en tête d'un creux à déplacement rapide.
4. Des chaînes de hautes montagnes étendues peuvent faire barrage à un courant atmosphérique. Il est caractéristique que le courant soit dévié et s'écoule autour des montagnes plutôt qu'au-dessus de celles-ci. En conséquence, on observe souvent un fort écart par rapport à la relation géostrophique, d'où il résulte que les isobares deviennent discontinues en traversant une chaîne de montagnes. Quoi qu'il en soit, comme nous l'avons vu, il ne sert à rien de tracer des isobares de LSM sur une carte là où le sol se trouve à une altitude supérieure à 1.000 m. Lorsqu'un terrain est très accidenté, il est possible que les vents de surface n'aient que peu de rapports avec le schéma de pression de l'échelle synoptique, à quelque niveau que ce soit. Les vents soufflent généralement le long des vallées principales, dans une direction qui va de la haute à la basse pression (vents de vallée).

Toutefois, la relation géostrophique n'est pas entièrement détruite au voisinage d'une barrière montagneuse, car certaines des isobares elles-mêmes se déforment pour contourner cette barrière. C'est de cette manière que peut se produire un creux orographique.

5. La température, à la surface de la mer, se modifie beaucoup plus lentement que celle de la terre. Ceci est vrai, non seulement pour les changements de température diurnes, mais également pour des tendances à plus long terme, surtout parce que l'échange de chaleur au sein des mers, se produit sur une bien plus grande profondeur que sur les quelques centimètres à la surface des terres. Par voie de conséquence, l'air qui se déplace lentement au-dessus de la haute mer, conserve également une température relativement uniforme. Le plus fréquemment, au-dessus de l'aire d'invasion, les températures de l'air au-dessus de la mer sont plus basses que celles qui règnent au-dessus des terres pendant l'après-midi.

La différence peut parfois être supérieure à 10°C . Cette couche d'air maritime frais, en contact avec la mer, a une profondeur très variable, mais elle est communément de 500 à 1000 mètres. Une telle couche d'air peut ajouter 1 ou 2 millibares à la pression LSM, si on compare celle-ci à la pression observée sur une station terrestre adjacente, située loin de la côte. Par conséquent, lorsqu'il existe un fort gradient de température le long de la côte, les isobares qui le traversent peuvent être grandement déformées. Dans les cas extrêmes, elles seront considérées au mieux comme étant discontinues, de telle sorte que les analyses au-dessus des terres et au-dessus de la mer devraient être conduites séparément. La mer Rouge est une zone qui illustre ce fait particulier.

6. Les vents qui accompagnent les circulations de la méso-échelle sont typiquement agéostrophiques. Ceci est peut-être dû au fait que les gradients de pression par exemple, bien qu'ils soient aussi grands, sinon plus, que ceux qui accompagnent les circulations de l'échelle synoptique, changent rapidement à la fois dans l'espace et dans le temps. De tels vents de l'échelle méso peuvent se superposer au vent existant de l'échelle synoptique ou même se substituer à lui, de sorte que dans le cas où une station subit l'influence d'une telle circulation, son vent peut fort bien n'être pas du tout représentatif de l'écoulement de l'échelle synoptique. Il existe un certain nombre de circulations bien connues de la méso-échelle qui affecte l'aire d'invasion du criquet pèlerin. Par exemple, dans les régions à précipitations, notamment dans celles où ces précipitations tombent des nuages supérieurs dans l'air sec du dessous, des courants rabattants d'air froid se forment et s'étendent vers l'extérieur, sous forme de bourrasques atteignant le sol. En conséquence, toute observation sur un vent accompagnant un rapport de pluviométrie doit être considérée en tenant compte du fait qu'il n'est peut-être pas représentatif, même si la pluie n'est signalée "qu'en vue", ou comme ayant cessé dans l'heure précédente. L'air froid formé de cette façon par l'évaporation de la pluie provoque ainsi de brusques augmentations de pression qui peuvent être de l'ordre de plusieurs millibares. Aussi, chaque fois que des précipitations se produisent dans des régions de faible hygrométrie, les pressions doivent également être considérées comme n'étant pas forcément représentatives. Là encore, certaines circulations de la méso-échelle sont diurnes, ce qui est la conséquence d'un réchauffement pas insolation différentiel. On en voit des exemples dans la brise de mer qui se forme le long d'une côte lorsque les températures

à terre sont plus élevées que les températures maritimes ; il en est de même du vent anabatique qui se produit le long d'une pente montagneuse lorsque les températures de la pente sont plus élevées, niveau pour niveau, que celles de l'air libre au-dessus de la plaine.

En conséquence, toutes les observations de vents à partir de stations côtières et de stations de montagne doivent être examinées afin de détecter l'influence éventuelle de ces circulations. C'est ainsi par exemple qu'un vent soufflant de la mer peut fort bien ne pas représenter un courant à vaste échelle soufflant dans telle direction et il pourrait s'agir d'une brise de mer soufflant à contre-courant, de l'écoulement de l'échelle synoptique lui-même. Il est plausible qu'il existe d'autres circulations de la méso-échelle dont les propriétés sont encore inconnues. Si ces circulations sont du type de celles qui voyagent englobées dans l'écoulement général, elles pourraient alors n'affecter un endroit donné que pendant un bref laps de temps. En fait, leur petite dimension, comparée à la distance qui sépare les stations d'observation, pourrait faire que beaucoup d'entre elles passent inaperçues entre ces stations. Leur présence cependant, peut être décelée par l'examen de la série d'observations horaires, en un lieu donné, et de cette façon, l'écoulement à vaste échelle pourrait être correctement déterminé.

7. Pendant l'après-midi, au moment où le brassage convectif est des plus énergiques, le vent souffle plus particulièrement en rafales. Si la vitesse moyenne du vent est inférieure à 10 kt env., la direction d'une rafale peut différer considérablement de la direction moyenne et des différences de l'ordre de 50° et même de 100° sont chose commune. Par beau temps, avec peu de vent général, mais avec une convection énergique, on peut observer en quelques minutes des directions de tous les secteurs du cadran. Donc, si la direction du vent est relevée avec trop de hâte, cette mesure ne représentera peut-être pas du tout l'écoulement car la moyenne est établie sur une période de quelques dixièmes de secondes. Des erreurs provenant de cette source sont probablement cause de bien des anomalies relevées dans les directions, lorsque les vitesses de vent sont faibles.

8. Lorsque la direction du vent varie fortement avec l'altitude, la formation d'une couche convective profonde au cours de l'après-midi aura pour effet, un transfert vertical d'énergie, ce qui aura pour résultat une différence considérable entre les vents de surface de l'après-midi et ceux du début de la matinée. Une telle variation diurne de la direction du vent observée en un lieu donné, en terrain découvert, ressemble au changement qui accompagne une brise de mer ou une circulation anabatique. Il est probable que dans les endroits de ce genre, le vent de 0600 GMT est plus représentatif de l'écoulement de l'échelle synoptique que ne l'est le vent de 1200 GMT. Puisque, dans les régions où les vents obéissent à la connexité géostrophique, un changement marqué dans la vitesse du vent avec l'altitude accompagne un fort gradient de température horizontal, c'est dans ces endroits où un tel gradient existe que nous pourrions nous attendre à trouver une variation diurne notable du vent de surface, comme résultat d'un brassage vertical.

B. Température

Comme les vents, les températures au-dessus de la surface de la terre forment aussi un système organisé. Les effets de l'altitude mis à part, il existe essentiellement un gradient de température méridional, (c'est-à-dire nord-sud) global, avec des perturbations superposées qui accompagnent les circulations de vent déjà mentionnées. Or, les gradients verticaux de température sont de trois ordres de grandeur env. supérieurs aux gradients horizontaux - 1°C par 100 m, comparé à 1°C par 100 km - de telle sorte que si les lectures doivent être reliées entre des lieux ayant des altitudes différentes, elles doivent alors être corrigées en se référant à un niveau de référence standard. Un niveau de ce genre couramment utilisé, est celui auquel la pression est de 1.000 mb. La température d'un échantillon ou d'une particule d'air, prise adiabaticalement à 1.000 mb est admise comme étant sa température potentielle. C'est, en fait, la température que prendrait l'air si tout le pays pouvait être brusquement abaissé en une surface sur laquelle chaque lieu aurait une pression atmosphérique de 1.000 mb. Dans l'étude de ce cas particulier, les isothermes de température potentielle de surface sont tracés. Sur l'aire d'invasion, la pression est rarement inférieure à 990 mb ou supérieure à 1.030 mb.

Si, en un cas donné, la pression LSM est de 1.018 mb, le niveau des 1.000 mb serait alors nettement au-dessus des LSM, car la pression décroît avec l'altitude. Dans le cas qui nous occupe, nous admettrons comme règle, ayant une exactitude suffisante, que la pression décroît d'1 mb par 10 m d'élévation. Ainsi donc, si la pression LSM est de 1.018 mb, alors que le niveau 1.000 mb apparaîtra à une altitude d'environ 180 au-dessus de la ligne de Surface Moyenne. Ou encore, si la pression LSM est de 993 mb, dans ce cas, le niveau 1.000 mb est à 70 m au-dessous de la Ligne de Surface Moyenne.

Une carte indiquant les isothermes de température potentielle peut être utilisée pour calculer la température réelle en un lieu donné, pour autant que l'altitude et la pression soient connues.

1. Interpoler, d'après les isothermes tracés, la température potentielle pour le lieu en question.
2. Calculer la hauteur du lieu au-dessus du niveau des 1.000 mb en soustrayant de son altitude l'altitude du niveau des 1.000 mb.
3. Soustraire de la température potentielle 1°C par 100 m de hauteur obtenue en (2)

Par exemple, en supposant que l'altitude d'un endroit donné soit de 350 m et qu'à un moment donné sa pression LSM soit de 1.018 mb et sa température potentielle de 26°C, nous pouvons calculer la hauteur de l'endroit au-dessus du niveau des 1.000 mb comme étant de :

$$350 - (1.018 - 1.000) \times 10 \text{ soit : } 170 \text{ m}$$

D'où la correction de température qui sera de $\frac{170^{\circ}\text{C}}{100}$ ou 2°C , au degré entier le plus proche, et la température réelle sera de :

(26-2), soit : 24°C

Comme il suffit d'avoir les températures au $0,5^{\circ}\text{C}$ le plus proche pour arrondir au plus proche degré entier, il est clair qu'il suffit de connaître la pression LSM aux plus proches 5 mb. Dans les pays de hautes montagnes où les pressions de LSM ne peuvent pas être calculées avec exactitude, il est généralement possible d'estimer la pression LSM avec la précision requise, de sorte que, même dans les régions montagneuses, nous pouvons employer la même méthode pour le calcul des températures réelles à partir des températures potentielles.

En utilisant les isothermes de température potentielle, nous éliminons totalement l'effet adiabatique des différences en altitude du système des températures. Il en résulte que le schéma restant doit représenter des différences physiques réelles dans l'atmosphère non-affectée par de fausses perturbations qui résultent de l'utilisation d'une méthode de réduction empirique.

Un autre point qui plaide fortement en faveur de cette méthode, réside dans le fait que dans les cas où les stations adjacentes, ayant des altitudes diverses, montrent des températures potentielles différentes, nous avons alors une mesure de la faculté que possède l'air d'être transporté verticalement (à la fois vers le haut et vers le bas) entre les stations. Si la différence dans la température potentielle est grande, on dit alors que l'atmosphère est stratifiée de façon stable et que le mouvement vertical est fortement contrarié. Dans la pratique, si les températures potentielles au-dessus d'un plateau sont plus élevées qu'au-dessus des plaines du voisinage, alors les vents au-dessus des plaines sont, dans une large mesure, contraints de s'écouler parallèlement au bord du plateau.

On peut tracer des isothermes se rapportant à n'importe quel moment du jour ou de la nuit. Cependant, les températures nocturnes sont conditionnées par la topographie locale et peuvent par conséquent ne pas représenter une vaste région. Par contre, les températures de l'après-midi sont généralement représentatives de l'écoulement de l'échelle synoptique, sauf lorsqu'elles subissent l'influence des circulations de la méso-échelle ; en particulier, elles indiquent la température potentielle de toute la profondeur de la couche convective, à l'intérieur de laquelle on rencontre les essaims migrants. Il est préférable d'utiliser des températures mesurées simultanément à une heure fixe donnée : 1200 GMT est une heure très pratique et c'est celle qui a été utilisée pour cette étude. On peut se servir également des températures maxima, car elles indiqueraient notamment l'éventualité d'un vol dans des régions-limite, régions dans lesquelles la température, dans le meilleur cas, dépasse à peine T_p , mais dans les lieux qui ont de vastes gradients horizontaux de températures, on court le risque de voir l'advection d'air plus chaud ou plus froid modifier le maximum jusqu'à une valeur différente de celle qui aurait été obtenue en l'absence d'advection. De cette façon, le maximum serait atteint à différentes heures en différents endroits. De même, comme conséquence du brassage convectif diurne de la basse atmosphère, les températures mesurées à 1200 GMT sont en grande partie libérées d'influences résiduelles de la nuit précédente, influences dues à la topographie locale. Dans le

même temps, elles se rapprochent approximativement des températures maxima sur une grande partie de l'aire d'invasion.

Une carte indiquant les isothermes de température de surface, peut s'obtenir à partir de la carte de température potentielle de la façon suivante : En premier lieu, une carte d'isothermes corrigée d'après les LSM est obtenue par addition graphique - ajouter aux isothermes potentiels une série d'isothermes basée sur les isobares LSM de telle sorte que chacune des différences de 10 mb à partir de 1.000 mb soit représentée par 1°C. Ainsi, l'isobare de 1.010 mb correspondrait à un isotherme de +1°C, tandis que 990 mb correspondraient à 1°C. En faisant usage de cette carte, du résultat des calculs d'isothermes LSM, nous soustrayons graphiquement une série d'isothermes basée sur les courbes de niveau de la zone en cause, de telle sorte que chaque 100 m au-dessus de LMS représentent -1°C. Ainsi par exemple, la courbe de niveau des 600 m correspondrait à un isotherme de correction de température égal à - 6°C, tandis qu'une ligne de 100 m au-dessous de LSK correspondrait à un isotherme de + 1°C. Etant donné que les tracés des courbes de niveau sont généralement très complexes, les tracés d'isothermes correspondants seraient identiques.

Pour ce qui nous occupe, il suffit d'utiliser des courbes de niveau sensiblement adoucies, où toutes les vallées sont omises. Le tracé d'isotherme de surface qui en résultera indiquera alors, en gros, la distribution de la température, mais il conviendra de garder à l'esprit que l'on aura certaines vallées dont les températures seront plus élevées que T_f , et ce, dans une vaste région indiquée comme ayant des températures inférieures à T_f .

Etant donné que l'on sait que T_f se situe autour de 20 à 25°C, de telles températures représentent une "barrière" à travers laquelle les essaims en vol ne passeront vraisemblablement pas. De plus, s'il arrive qu'une barrière de ce genre passe sur un essaim perché pour la nuit, on notera, le jour suivant, une différence notable de l'activité de vol par comparaison à celle du jour précédent. Il importe par conséquent de marquer de façon distinctive la bande située entre les isothermes de surface de 20° et 25°C. En utilisant des températures de 1200 GMT, il faut se remémorer le fait que les températures maxima seront normalement plus élevées d'un degré ou deux, notamment dans les parties occidentales de l'aire d'invasion, de sorte que la barrière réelle se déplacera légèrement en direction de l'air plus froid, par comparaison avec la position de 1200 GMT.

Sur une carte synoptique des latitudes tempérées, il est courant de voir représentés un ou plusieurs fronts. Le front est la bordure conductrice d'une masse d'air qui avance, masse d'air qui est soit plus chaude, soit plus froide que la masse d'air qui se trouve à l'avant de celle-ci. Or, les gradients de température horizontaux sont toujours présents dans l'atmosphère, de sorte que si l'écoulement du vent dominant se fait à travers les isothermes, l'advection d'air plus chaud ou plus froid aura toujours lieu. En conséquence, un front sera localisé partout où l'advection changera de signe, à savoir, le long d'une ligne où il y aura d'un côté une advection chaude et de l'autre une advection froide. Cette ligne de séparation peut parfois être très mince, occupant dans l'atmosphère une largeur de quelques kilomètres ou même moins. Mais partout, elle peut avoir des centaines ou des milliers de kilomètres de longueur, de sorte qu'elle sera représentée fidèlement sur une carte synoptique comme une ligne.

Certains creux de pression en déplacement, de l'échelle synoptique, sont associés à une advection chaude à l'avant et à une advection froide à l'arrière. Il est bien évident que l'on pourrait s'attendre à voir un front accompagner un tel creux et, de fait, c'est généralement le cas. Un front de ce genre est appelé front froid, car il est suivi d'air progressivement plus froid et se situe, de façon caractéristique, le long de l'axe du creux. Le passage d'un front froid au-dessus d'un endroit donné est non seulement associé à un changement qui va d'une élévation à une chute de température (ce qui laisse également place à des changements diurnes), mais un changement se produit aussi dans l'orientation et l'écartement des isobares des LSM, et, de là, dans la vitesse du vent. Dans l'hémisphère septentrionale, le vent vire toujours lorsqu'un front passe au-dessus de lui, c'est-à-dire que la direction du vent change dans le sens des aiguilles d'une montre. Ce changement est parfois très brusque, s'élevant à 50 et même 100° en quelques minutes. Tout changement soudain de direction qui persiste, fait penser au passage d'un front. Si le changement se maintient pendant un jour ou deux (peut-être avec d'autres modifications, mais plus lentes), ce fait aura vraisemblablement pour cause un front de l'échelle synoptique, mais si, après quelques heures, la direction du vent revient plus ou moins à son signe originel, il est plausible, dans ce cas, que le changement ait été provoqué par un front de la méso-échelle du genre de celui qui accompagne une brise de mer. Les changements de vent et de température le long d'un front de la méso-échelle peuvent se définir tout aussi bien que ceux qui se rencontrent le long d'un front de l'échelle synoptique. Si l'on méconnaissait ce point, on pourrait être amené à l'insertion de fronts de l'échelle synoptique qui seraient faux, au voisinage des côtes notamment. Les changements soudains qui accompagnent des fronts se décèlent de la meilleure façon, au moyen d'enregistreurs automatiques, mais, à défaut, on pourra souvent les détecter grâce aux séries d'observations faites à intervalles réguliers, toutes les heures ou toutes les trois heures par exemple.

Les creux de pression se rencontrent également lorsqu'il y a une advection froide des deux côtés. Il est difficile de détecter un front organisé quelconque dans la plupart d'entre eux. Un creux non-frontal de ce genre se retrouve souvent à l'arrière d'un front froid (Fig.1). Son axe est habituellement proche de la région ayant la plus grande profondeur d'air froid. Lorsque l'on recherche des creux réellement frontaux, il importe de ne pas les confondre avec la variété non-frontale. Nombreux sont les fronts tracés sur les cartes synoptiques de l'aire d'invasion qui ne sont pas réels et certains d'entre eux peuvent être attribués au fait que l'on n'a pas su faire la distinction entre ces deux types de creux. Les creux de l'échelle synoptique peuvent également être produits, comme nous l'avons vu, par de grandes barrières montagneuses. Toutefois, un tel creux est essentiellement stationnaire - le courant aérien souffle à travers lui de telle manière que l'on ne peut y placer un front stationnaire.

Une bonne part de la confusion qui règne, du point de vue de l'analyse frontale, au-dessus de l'aire d'invasion, provient du fait que l'on a associé à tort les nuages et la pluie avec les fronts et ceci a eu pour origine une extrapolation des idées que l'on avait sur les fronts des latitudes tempérées aux fronts des latitudes plus basses. Si l'on abandonne cette façon erronée d'envisager le problème et si, en son lieu et place, on localise la position d'un front d'après les brusques changements de vent qui surviennent le long d'une ligne séparant un certain type d'advection de température

d'un autre (sans s'occuper de savoir s'il est ou non accompagné d'importants nuages et de pluie) alors, l'analyse frontale en sera de beaucoup simplifiée.

En fait, seul un type de front peut, normalement être détecté - le front froid - qui sépare l'advection chaude à l'avant de l'advection froide à l'arrière. En outre, toute circulation de l'échelle synoptique possède typiquement (mais cependant pas exclusivement) un front froid et on peut en suivre le tracé d'un jour sur l'autre, tracé qui traverse une grande partie de l'aire d'invasion. Le tracé des isothermes qui accompagnent une perturbation de l'échelle synoptique de ce genre se présente grossièrement comme une distortion (déformation sinusoïdale des isothermes qui sont surtout est-ouest), avec une crête chaude précédant un oreux froid (dans les isothermes, mais non dans les isobares) Le front froid se trouve le long de l'axe de la crête chaude, là où l'advection change de signe.

Le fait de pouvoir reconnaître un front froid sur une carte synoptique n'est pas seulement un exercice d'analyse. Etant donné que ce front représente la bordure conductrice d'un courant atmosphérique qui peut fort bien avoir non seulement une direction significativement différente si on la compare avec celle qui l'a précédé, mais qui peut également former cette barrière de température de 20-25°C à laquelle nous avons déjà fait allusion. Cette indication peut servir à déceler l'apparition de conditions provoquant un important changement dans le comportement en vol des essaims migrateurs.

C. Les Précipitations

Des nuages et de la pluie résultent du refroidissement de l'air humide lorsqu'il est soulevé à travers l'atmosphère. Etant donné que les régions où l'air s'élève existent dans des systèmes bien définis, associés à certaines parties des circulations de vent déjà mentionnées, il s'ensuit que des nuages apparaissent également dans des systèmes organisés. Mis à part l'effet de soulèvement mécanique d'un courant atmosphérique s'écoulant au-dessus d'une barrière montagneuse, les pluies tombant sur l'aire d'invasion du criquet pèlerin peuvent être considérées comme appartenant à deux types principaux :

1. Celles qui proviennent des nuages supérieurs stratiformes dont la base se trouve généralement entre 3 et 5 km au-dessus des LSM.
2. Celles qui proviennent des nuages bas cumuliformes dont la base se trouve généralement à moins de 3 km au-dessus des LSM.

Dans le premier cas, l'air s'élève lentement, mais de façon continue, au-dessus d'une vaste région, de telle sorte que les précipitations sont de faible intensité, mais persistantes, couvrant de grandes étendues. Par contre, dans le dernier cas, l'air s'élève rapidement mais irrégulièrement au-dessus de régions limitées, de sorte que les précipitations localisées sont de forte intensité, mais d'une durée relativement courte. Ces deux types de précipitations peuvent coexister, mais ils sont normalement distincts.

Comme les nuages stratiformes ont une base élevée, il est sans intérêt d'essayer de relier leur apparition à certaines caractéristiques de la carte de surface synoptique. C'est ainsi par exemple qu'il n'existe que peu de rapports entre les nappes nuageuses et les fronts froids, tels qu'il ont été définis dans la section précédente, notamment lorsque les fronts sont suivis par de l'air froid peu profond qui ne s'étend pas au-delà de 700 mb. D'autre part, il y a généralement un bien meilleur rapport entre l'étendue des nappes nuageuses et les schémas du vent à un niveau supérieur quelconque, à 700 ou 500 mb par exemple, à n'importe quel niveau, pour la raison que plusieurs nappes nuageuses superposées sont ici en cause et qu'elles ne couvrent pas toute la même région. Les nuages cumuliformes, situés plus bas, se forment plus particulièrement dans l'air froid, profond, à l'arrière des fronts froids. Ces zones se présentent comme des creux sur les cartes du niveau supérieur, à la fois dans les isothermes et dans les lignes de surface. En fait, il existe parfois des masses d'air froid distinctes, connues sous le nom de "marais froids". Un creux ou un marais froid puissant peut être détecté dans une bonne partie de la troposphère moyenne et supérieure et il est généralement bien marqué au niveau des 500 et 300 mb. En conséquence, une carte pratique de probabilités pour l'étude de la répartition des deux types de pluies, tombant à la fois des nuages stratiformes et cumuliformes, sera celle des 500 mb et dans le cas qui nous occupe, ce sont les cartes de ce niveau qui ont été utilisées.

A l'intérieur d'une zone favorable aux pluies convectives, comme le fait apparaître le schéma des lignes de surfaces de 500 mb, les nuages les plus actifs ne sont pas répartis au hasard. Leurs positions sont souvent déterminées par des caractéristiques telles que l'apparition, au voisinage du sol, de courants atmosphériques particulièrement humides qui nourrissent les nuages, ou de zones de convergence de vent susceptibles de déclencher un processus de convection (processus semblable à celui qui accompagne les circulations diurnes de la méso-échelle.) Les régions côtières et un relief accentué deviennent alors des lieux favorables au développement des orages convectifs, tandis que les zones avoisinantes restent sèches. Cette localisation des pluies convectives aura souvent pour conséquence l'absence d'enregistrement, pendant des jours, de toute précipitation, sur une région qui ne possède qu'un petit nombre de pluviomètres, même si des orages se sont produits dans des lieux éloignés. C'est ainsi qu'un rapport de "pluviométrie nulle" provenant d'un certain endroit ne veut pas dire que des précipitations significatives ne se soient pas produites ailleurs dans le voisinage, même s'il ne s'agit que de quelques kilomètres de distance. Des rapports sur de gros cumulus ou cumulo-nimbus lointains aideront à déterminer les jours d'averses.

La pluie des nuages stratiformes elle-même a tendance à être intermittente, notamment sur les bords de la zone de précipitation. Ainsi, de faibles pluies locales peuvent être escomptées sur toute région qui signale des nuages étendus stratiformes denses aux niveaux supérieurs. Cependant, une grande partie de cette pluie s'évapore dans l'air sec au-dessous de la base des nuages et peut souvent être aperçue en traînées n'atteignant pas le sol.

Il est d'usage courant, sous les latitudes tempérées, de reporter sur les cartes de temps, toutes les données fournies par chacune des stations météorologiques, de

telle sorte que des observations portant par exemple sur le vent, la pression, la température, les nuages et les précipitations se retrouvent toutes sur la même carte. Ceci conduit à des difficultés de présentation lorsque chacun des éléments doit être analysé. Dans le cas qui nous occupe, il est préférable de reporter sur une même carte les indications sur la pression, la température et le vent et garder les nuages et la pluie pour une carte distincte, de telle façon, qu'après l'analyse, les zones de pluies puissent être reportées sur une troisième carte indiquant les lignes de surface et l'écoulement du vent aux 500 mb. Ce procédé a déjà été utilisé dans cette étude particulière.

Les zones de pluies peuvent être décelées non seulement au moyen des rapports eux-mêmes (à la fois dans les sections relatives au temps "présent" et "passé" des messages synoptiques), mais également, par interprétation des rapports sur les nuages producteurs de pluie. Il est par conséquent utile d'examiner certains points relatifs à l'analyse des nuages.

1. Bien que les nuages forment des systèmes définis, il est rare qu'ils aient des frontières simples et exactement délimitées. Les photographies de TIROS ont amplement confirmé ce fait. En conséquence, et faute de détails sur les photographies du satellite, nous ne pouvons assigner au système nuageux que des limites approximatives et schématisées. Pour les systèmes de l'échelle synoptique, une connaissance détaillée des limites n'est probablement pas indispensable, du fait que les précipitations qui auraient leur importance pour la reproduction acridienne resteront vraisemblablement limitées aux parties moyennes de ces systèmes. Cependant, des précipitations significatives peuvent être également provoquées par des systèmes nuageux de la méso-échelle qui ne sont pas représentés dans une analyse conventionnelle ou sur l'existence desquelles on ne peut faire que des suppositions.

2. A l'échelle synoptique, dans un système nuageux stratiforme, aux niveaux moyens de la troposphère, l'air s'écoule en le traversant et cela prendra des heures ou peut-être même des jours. Ceci provient du fait que les vents, à ces niveaux, ont, de façon caractéristique, des vitesses comparables à la vitesse de mouvement de la circulation dans son ensemble (et par là-même à celle du système nuageux qu'elle englobe). Pendant cette période qui se prolonge sur des heures ou même des jours, des modifications considérables de l'état du nuage se produisent, notamment dans les dimensions des gouttelettes qui le constituent et dans la congélation des gouttelettes sur-refroidies. Ces changements internes s'accompagnent de modifications dans l'aspect du nuage, vu du sol. C'est ainsi par exemple que les gouttelettes ont tendance à augmenter en dimension par suite de collisions et si cette coalescence se poursuit de façon à former de grosses gouttes, la pluie tombe alors du nuage et la base de celui-ci devient diffuse et peu nette, ou bien encore on peut y distinguer des traînées ("virga"). La faculté qu'à le nuage de former des gouttes de la taille de celles des pluies, augmente avec son âge et sa profondeur verticale, ces deux derniers facteurs s'accroissent plus on s'éloigne du bord "au vent" du système nuageux. Là encore, lorsque les nuages s'approfondissent et que leur sommet s'élève et devient plus froid, la possibilité de voir au moins quelques-unes des gouttelettes se geler, augmente. Lorsque cela se produit, certaines parties du système nuageux dégènèrent

en passant des nappes essentiellement horizontales de nuages en gouttelettes d'eau à des paquets verticaux de particules de glace tombantes. S'il arrive que le gel se mette à envahir toute la profondeur du système, les nuages se transforment en des masses importantes de nuages de glace diffus, à travers lesquelles le soleil se devine à peine. Etant donné qu'une augmentation de la profondeur du nuage favorise non seulement la formation de gouttes de la dimension de la pluie par coalescence, mais également l'apparition de glace, la présence d'importants nuages glacés, soit seuls, soit mêlés à des nuages formés de gouttelettes d'eau, est une bonne indication d'une formation pluvieuse au sein du système. Ainsi, la partie au vent d'un système de nuages de l'échelle synoptique est typiquement formée de nuages de fines gouttelettes d'eau, alors que les parties moyennes sont mélangées ou entièrement formées de glace. Cependant, ceci n'est pas toujours évident ; si l'on compare la répartition du nuage observée avec les schémas des vents supérieurs qui représentent les terminaisons des vents-avant et arrière, il est indispensable de connaître l'écoulement du vent dans son rapport avec le système nuageux, ce qui ne peut s'obtenir qu'en soustrayant la vitesse du système nuageux des vitesses de vent observées. Or, bien que ces dernières puissent être tirées de la carte des 500 mb avec une exactitude acceptable, la première est plus difficile à déterminer et peut, de fait, être tout à fait erronée, ce qui dépend, dans le détail, des variations à petite échelle des courants du vent supérieurs et de l'humidité. Pour plus de simplicité, on peut diviser les systèmes nuageux de niveau supérieur de l'échelle synoptique en trois groupes de la façon suivante, dans lesquels les chiffres de code correspondants sont également indiqués, avec la pluie qui en résulte :

<u>Composition</u>	<u>Chiffres de code synoptique</u>	<u>Apparition de pluie correspondante</u>
1. gouttelette entièrement constituée d'eau	$C_M = 3,4,5,6,7$ (q.q.unes) 8 (q.q.unes), sans nuage C_H	Faible ou nulle
2. mélangée (a) peu profond	$C_H = 1$ à 9, plus $C_M = 3$ à 6	Chutes disséminées, faibles pour la plupart
(b)	$C_M = 7$ (q.q.unes), à 9, seul ou plus $C_H = 1$ à 9	Chutes étendues, parfois fortes
3. entièrement de glace		
(a) peu profond	$C_M = 1$, parfois $C_H = 7$	Faible ou nulle
(b) profond	$C_M = 2$	Chutes disséminées faibles pour la plupart

En utilisant une analyse de nuage de ce type, les zones de pluies correspondantes peuvent être ajoutées à celles qui ont été directement enregistrées et peuvent être reportées ensuite sur la carte des 500 mb, en tant que zones en pointillé.

3. Dans un système nuageux cumuloforme de l'échelle synoptique, les nuages les plus profonds, c'est-à-dire ceux qui seront le plus susceptibles de donner de fortes averses se trouvent généralement au centre du système. Il convient toutefois de faire la part des influences topographiques. Tout rapport relatif à de gros cumulus ou cumulonimbus ($C_L = 2, 3$ ou 9) doit être considéré comme indiquant une possibilité d'averses dans le voisinage, même s'il ne s'agit pas, en fait, du point d'observation même. Cependant, les nuages signalés comme $C_L = 2$, ne seront pas tous assez profonds pour produire des averses, alors qu'un nuage signalé comme $C_L = 8$, bien qu'il ne soit pas normalement capable de donner des chutes de pluies substantielles, peut contenir quelques cumulus qui seront assez profonds pour donner de faibles averses. Les nuages de convection profonde, comme nous l'avons déjà remarqué, sont en grande partie limités aux creux froids et aux "marais froids", mais d'une façon générale, ce n'est pas la totalité d'un creux ou d'un marais donné qui possèdera de tels nuages. C'est donc la partie orientale qui comprend souvent des nuages étendus, de niveau supérieur et stratiformes qui réduisent l'insolation au sol, empêchant par là-même, la formation de nuages cumuloformes par convection. Au-dessus de la mer, la convection peut produire des nuages dont seuls les bords seront assez profonds pour donner des averses, mais en passant au-dessus des terres, le courant atmosphérique sera réchauffé plus fortement par en-dessous pendant le jour, de sorte que la profondeur du nuage et le risque d'averses augmenteront au-dessus des régions côtières, surtout s'il s'y trouvent des collines pour activer les ascendances. Les zones à averses qui en résultent peuvent être reportées sur la carte des 500 mb comme les zones signalées par une distribution des symboles représentant les nuages de gros cumulus.

4. Les nuages se présentent sous une infinie variété de formes, et il n'est pas toujours facile de les classer, dans tel ou tel cas particulier, selon les codes synoptiques internationaux. Il se produit, en conséquence, des erreurs de codification dont il faut faire la part lorsque l'on effectue l'analyse d'un nuage. Des erreurs identiques se produisent aussi lorsqu'il s'agit de codifier un type de précipitation. Les erreurs communes dans la signalisation des nuages sont les suivantes :

<u>Codification correcte</u>	<u>Signalé comme :</u>
1. $C_M = 1$ (comme tr)	$C_H = 5, 6, 7$ ou 8 (Cs)
2. $C_M = 2$ (comme op, Na)	$C_L = 6$ ou 7 (St)
3. $C_M = 3, 4, 5, 6$ ou 7 (Ac str, len, cugen)	$C_L = 5$ (Sc)
4. $C_M = 8$ (massif Ac cas, flo)	$C_L = 2$ (grand Cu)
5. $C_M = 8$ ou 9 accompagné de pluie ou d'orage	$C_L = 3$ ou 9 (Cb)
6. $C_M = 3, 4, 5, 6$ ou 7 accompagné de $C_L = 1$ ou 2 (Cu)	$C_L = 8$ (Cu et Sc ensemble)
7. "Virga" (trainées de précipitation) accompagnant $C_M = 7, 8$ ou 9	$C_H = 1, 2, 3$ ou 4 (Ci)
8. $C_L = 1$ (Cu hurn)	$C_L = 5$ (Sc)
9. $C_L = 5$ (Sc) en petites taches	$C_M = 3$ ou 4 (Ao)

La majorité de ces erreurs provient du fait que les observateurs ont tendance à signaler une base de nuage trop basse. Etant donné que la classification des types de nuages dépend toujours fortement de la connaissance des hauteurs de leur base, cette tendance conduit à prendre les nuages de niveau moyen pour des nuages de bas niveau. Là encore, dans les cas où la codification est difficile, on a tendance à indiquer sans discrimination $C_M = 7$ pour le nuage de niveau moyen et $C_L = 5$ pour le nuage à bas niveau. On observe également une forte tendance à considérer tous les nuages cirriformes comme se produisant nécessairement à un niveau plus élevé que les nuages de gouttelettes d'eau coexistants, mais ceci n'est pas exact. C'est ainsi que les traînées "Virga" ou même un nuage étendu et glacé se produisent fréquemment au-dessous du nuage de gouttelettes d'eau, particulièrement dans les parties les plus minces et les plus à l'extérieur d'un système nuageux. Il est difficile de codifier une telle combinaison en faisant usage de la classification existante.

5. Certaines des erreurs les plus courantes dans la notation de ce type de précipitations sont les suivantes :

<u>Codification correcte</u>	<u>Noté comme :</u>
1. ww = 60,62 ou 64 et W = 6 (pluie intermittente)	ww = 80,81 ou 82 et W = 8 (averses de pluie)
2. ww = 60, et W = 6 (faible pluie intermittente)	ww = 50, et W = 5 (faible bruine intermittente)
3. ww = 80 et W = 8 (faible averse de pluie)	ww = 60, et W = 6 (faible pluie intermittente)

La première erreur provient du fait que l'observateur ne s'est pas rendu compte de la différence existant entre la pluie intermittente (tombant de nuages stratiformes) et les averses (tombant de nuages cumuliformes). Il existe peut-être dans ce cas une réelle ambiguïté lorsque la pluie tombe d'un Ac cas ou d'un flo massif. La seconde erreur provient de ce que l'observateur n'a pas fait la différence entre la pluie (dont les gouttes sont grosses, mais relativement peu nombreuses) et la bruine (dont les gouttes sont petites et très nombreuses), mais cette erreur est bien compréhensible, s'il s'agit de régions étendues de l'aire d'invasion où la vraie bruine est rare ou même inconnue. La troisième erreur est identique à la première et se produit de façon caractéristique lorsqu'un nuage bas a été enregistré comme étant $C_L = 8$ (C_u et S_c réunis) de sorte qu'à moins d'une observation attentive, il est difficile de décider si la pluie provient ou non des parties cumuliformes ou stratiformes du système.

6. L'importance des rapports sur les orages (y compris les "atmosphériques" *) est évidente. Ils indiquent normalement la localisation de fortes précipitations convectives et peuvent se produire, soit dans les systèmes de nuages cumuliformes, soit dans les systèmes de nuages stratiformes. Dans ce dernier cas, les orages se développent de façon caractéristique à partir de Ac cas massifs noyés dans d'autres couches stratiformes.

* Sources d'interférence-radio que l'on peut localiser avec un équipement-radio de détection directionnelle

La série de cartes

Cette partie présente une série de cartes pour les 1200 GMT, destinées à montrer l'évolution de la perturbation de l'échelle synoptique traversant la zone étudiée (Fig.2), entre le 5 et 11 mars 1962. Chaque carte est accompagnée de notes brèves qui indiquent quelques-unes des caractéristiques principales de chaque journée.

Les cartes ne portent que des analyses et sont tirées des cartes de travail (sur lesquelles les observations originales ont été reportées) de la façon suivante:

1. Carte en surface

Les isobares des LSM sont basées sur les pressions de 1200 GMT enregistrées en utilisant les vents comme guide. Elles sont tracées à des intervalles de 2 mb.

Les isothermes de température potentielle sont basés sur les températures de 1200 GMT enregistrées, ou dans les quelques cas où celles-ci n'étaient pas disponibles, sur les températures journalières maxima avec des corrections approximatives pour le changement diurne. Elles sont tracées à des intervalles de 5°C.

2. Carte des 500 mb

Les lignes de surface sont basées sur les hauteurs de 1200 GMT, en utilisant les vents comme guide et en tenant compte de la plus grande exactitude que l'on peut espérer obtenir avec les vents relevés par radars ou par radio-théodolites, plutôt qu'avec les vents relevés par ballons-sonde. Quelques observations à 0600 GMT ont été utilisées lorsque les données de 1200 GMT faisaient défaut. Les lignes de surface sont à des intervalles de 5 décamètres.

Les zones de pluies sont basées sur des rapports de 1200 GMT complétés par des déductions sur les pluies, déductions à partir des rapports sur les nuages, en utilisant les techniques décrites dans la partie précédente. Le pointillage représente les zones de précipitations tombant des nuages stratiformes de la troposphère moyenne et les symboles indiquent l'apparition d'averses provenant de nuages cumuliformes.

5 mars 1962 (Fig.3)

Vents

La pression est forte au-dessus de la Turquie et de l'Algérie méridionale, et basse au-dessus de la Méditerranée nord-occidentale et du Soudan méridional. Un front froid s'étend de l'Italie du sud à travers la Libye jusqu'au bord du Niger et au Mali. A l'ouest du front, au-dessus de l'Algérie, de la Tunisie et de la Tripolitaine, les vents sont d'ouest ; à l'est de celle-ci, au-dessus d'une grande partie de la Libye, ils sont du sud ; tandis que sur la plus grande partie du Proche Orient, ils sont d'est. A l'avant du front froid peuvent se rencontrer des vents ayant une composante de sud, jusqu'à environ 20°N au sud.

Le creux orographique au-dessus de l'extrême ouest de l'Arabie Séoudite, produit par le relief accusé de la péninsule arabique, déforme l'écoulement oriental en le faisant passer de la direction sud-est au-dessus de l'Arabie Séoudite septentrionale vers le nord-est au-dessus de la R.A.U orientale et du Soudan septentrional. Une crête de haute pression venant de Turquie, se dirigeant vers le nord-est de l'Arabie Séoudite, donne des vents de nord-ouest au-dessus de l'Irak oriental et du Golfe Persique.

Deux petits centres de basse pression compliquent le schéma du vent en introduisant des circulations contraires au sens des aiguilles d'une montre :

1. Nord-ouest de Ghadamès. Il n'y a pas ici de preuve de fronts bien définis quelconques associés avec cette basse pression. Elle est probablement reliée aux montagnes de l'Atlas qui forment barrière à l'écoulement occidental.

2. Au-dessus de la Méditerranée orientale. Son origine n'a pas été étudiée.

Température

Les isothermes s'étendent généralement ouest-est, l'air le plus froid étant au nord. Ils sont déformés et prennent un aspect ondulé en deux endroits :

- i. A l'ouest, par la perturbation en déplacement, donnant une crête chaude au-dessus du Fezzan et des parties septentrionales du Tchad et du Niger (A noter que les isothermes traversent les isobares, indiquant ainsi la présence d'une advection chaude à l'est du front froid et d'une advection froide à l'ouest de celui-ci).
- ii. A l'est, au voisinage du haut relief de la partie occidentale de la péninsule arabique. (A noter que les isothermes sont ici parallèles aux isobares, ce qui indique l'absence d'advection).

Le creux orographique au-dessus de la partie occidentale de la péninsule arabique amène de l'air dont la température potentielle est de 25° à 30°C près de la côte du Levant, où les températures de la mer sont autour de 18°C. Le fort contraste de température produit un front côtier bien marqué, avec des isobares déformées. Le relief marqué d'Israël et du Liban empêche probablement la couche d'air maritime froide d'être balayée au large par les vents d'est à nord-est au-dessus du Levant, de sorte qu'elle peut conserver une profondeur de 500 m par exemple. Le long de la côte de Libye, une telle barrière protectrice est généralement absente, ce qui fait que les vents du sud à sud-ouest s'étendent, à partir de l'intérieur, directement jusqu'à la côte. Il est probable toutefois qu'un front côtier peu profond existe à une courte distance en mer. Au-dessus de la mer Rouge, notamment dans la moitié méridionale, on trouve un fort contraste de température entre la mer et la terre, et les hauts plateaux, de chaque côté, servent de barrière à une couche maritime profonde, de telle sorte que les différences de pression excèdent 5 mb au sud. Au-dessus de la mer, les vents sont nord-ouest jusqu'à 19°N et sud-est au sud de ce parallèle

Précipitations

La carte des 500 mb indique :

- i. Une "mare froide" centrée au-dessus de la frontière Irak-Arabie Séoudite
- ii. Une large crête au-dessus de la Libye et de la R.A.U.
- iii. Un large creux au-dessus de l'extrême nord-ouest de la région

La "mare froide" possède sur son côté oriental une zone étendue de pluies faibles et disséminées, tombant de nuages stratiformes au niveau moyen, zone qui couvre certaines parties de l'Arabie Séoudite centrale, le Golfe Persique, l'Irak oriental et l'Iran du sud-ouest. Par contre, sur son côté ouest, le "marais froid" possède une zone d'averses étirée, s'étendant depuis Chypre jusqu'au centre de l'Arabie Séoudite. Il est plausible que ces averses aient été provoquées par la combinaison de vents froids de nord-ouest dans la troposphère moyenne et supérieure avec des vents chauds du sud-est en surface.

La crête est sans précipitations, alors que le creux occidental possède une zone de faibles pluies au-dessus de la Méditerranée centrale et de la Grèce et une zone d'averses au-dessus des parties septentrionales de l'Algérie et de la Tunisie.

6 mars 1962 (Fig.4)

Vents

Depuis le jour précédent, on n'a observé que de petites modifications dans le schéma d'ensemble de la pression et des vents. Toutefois, la zone de basse pression qui se trouvait auparavant dans le nord-ouest s'est déplacée vers l'Italie du sud, le front froid s'étendant maintenant du nord-ouest de la Grèce, à travers la Libye centrale, jusqu'au Niger. Derrière le front froid, un anticyclone traverse à ce moment-là l'Algérie du nord de telle manière que les vents, dans cette région, ont viré au nord-ouest. Ailleurs, les vents ont peu changé, mais il est à noter que le courant de sud à l'avant du front froid s'est étendu vers l'est jusqu'en R.A.U du nord-ouest. La crête provenant de Turquie, en direction du Golfe Persique s'est affaiblie et a abandonné après elle un petit centre de haute pression au-dessus des eaux fraîches du nord du Golfe. Les deux petits centres de basse pression portés sur la carte de la veille ont disparu, bien qu'un creux orographique persiste au-dessus de la Tunisie méridionale.

La caractéristique nouvelle la plus significative est le petit centre de basse pression sur le front froid au-dessus de la Libye centrale. A noter le changement marqué de la direction du vent à travers ce front.

Température

Le schéma d'ensemble des isothermes est identique à celui du jour précédent, avec deux distortions dans leur orientation ouest-est. Or, tandis que la crête

orientale chaude est restée stationnaire, la crête occidentale s'est déplacée vers l'est avec le front froid. L'air chaud, en se déplaçant vers le nord à l'avant du front a provoqué un petit réchauffement au-dessus de la Cyrénaïque septentrionale et la R.A.U. du nord-ouest, mais le changement de température le plus marqué a été le refroidissement survenu au-dessus de la Libye occidentale, de la Tunisie et de l'Algérie du nord. Au sud des 20°N environ, il n'y a eu au total que très peu de changement.

Précipitations

Le marais froid à 500 mb se trouve, à peu de chose près, dans la même zone que le jour précédent, mais la crête, comme le creux, se sont déplacés vers l'est et sont devenus plus aigus. A l'est du marais, la zone de faibles pluies disséminées a diminué d'importance et s'étend maintenant entièrement au-dessus de l'Iran occidental. Une zone d'averses couvre encore le Levant et le nord-ouest de l'Arabie Séoudite. On a enregistré, ce jour, 9 mm de grêle - la seule précipitation de quelque importance en ce lieu pendant les quatre mois de janvier à avril.

Des averses accompagnant le second creux, tombaient sur la même zone, à peu de chose près, que celle du jour précédent, mais la région de faible pluie à l'avant de ce creux au-dessus de la Méditerranée centrale avait augmenté d'importance et venait d'atteindre le nord de la Cyrénaïque.

7 mars 1962 (Fig.5)

Les vents

Il n'y a eu que peu de changement à l'est du 35°E environ, mais au-dessus du reste de la zone de l'étude, d'importantes modifications se sont produites au cours des dernières 24 heures. La dépression au-dessus de la Libye s'est rapidement déplacée vers l'est-nord-est et s'est approfondie ; elle s'étend à présent exactement au sud-ouest d'Alexandrie. Son front froid, avec un effet de balayage, s'est déplacé vers le sud-est, nettoyant la totalité de la Libye et l'air froid de sa partie arrière a atteint l'ouest de la R.A.U., le nord-ouest du Soudan et le nord du Tchad. Dans cet air froid, l'anticyclone s'est déplacé vers l'est-sud-est et se trouve maintenant centré au-dessus de la Tunisie méridionale, avec une circulation des vents bien définie dans le sens des aiguilles d'une montre. De forts vents de nord-ouest se sont étendus au-dessus de toute la Méditerranée centrale, de la Cyrénaïque et de la R.A.U. occidentale (à l'ouest du 29°E).

L'advection de l'air chaud en direction du nord à travers la R.A.U. a intensifié dans cet endroit le front côtier, mais le long de la plus grande partie de la côte de Libye, l'air de l'intérieur des terres est à peine plus chaud que la mer, de telle façon qu'avec un écoulement de l'échelle synoptique vers le rivage il y a peu de chance qu'il y existe un front côtier. A noter que sous l'influence d'une basse pression au-dessus de la R.A.U., le gradient de pression a fait retour au-dessus du nord de la mer Rouge, de telle manière que les vents de surface que l'on y trouvait ont formé une composante de sud. Cependant, plus au sud, la convergence entre les vents de nord-ouest et les vents de sud-est se maintient toujours autour de 18°N.

Température

La crête chaude qui accompagne le front froid s'est déplacée vers l'est pour se joindre à l'autre crête au-dessus du Proche-Orient. Il y a eu une importante advection froide au-dessus de la Libye avec des chutes de température de 24 heures derrière le front froid, atteignant les 15°C exactement au sud du Golfe de Sidra. A l'avant du front froid, on a observé une élévation de température très étendue mais plus faible, dépassant les 5°C au-dessus de la R.A.U. septentrionale.

Précipitations

A 500 mb, on observe un mouvement général vers l'est de tout le schéma des lignes :

- i. Le marais froid s'est déplacé vers l'est à l'extrémité septentrionale du Golfe Persique et s'est également affaibli.
- ii. La crête s'est déplacée vers les 35-40°E et s'est également affaiblie
- iii. Le creux s'est déplacé vers les 25-30°E.
- iv. Une nouvelle crête a pénétré par l'ouest et s'étend alors au-dessus de l'Algérie.

A l'est du marais, la zone de pluies s'est à nouveau étendue : elle couvre maintenant une grande partie de l'Iran occidental et certaines parties de l'Arabie Séoudite du nord-est. Quelques averses se maintiennent au-dessus du Levant, mais la principale zone d'averses s'est déplacée vers l'est avec le marais froid et s'étend maintenant au-dessus de l'Irak et de l'Iran nord-occidental. Des averses, accompagnant le creux se sont étendues à partir de l'Algérie et de la Tunisie à la Méditerranée centrale, à la Grèce et à la côte de Cyrénaïque. A noter que toutes ces averses se sont produites derrière le front froid, tandis que la zone de pluies faibles et disséminées, qui s'était également déplacée vers l'est pour entrer en Turquie occidentale, se trouve à l'avant du front.

Un mouvement significatif de criquets en direction du nord a été remarqué ce jour-là. Trois vols ont été signalés près de Sakaka (voir Fig.45) en Arabie Séoudite entre le 7 et 10 mars, et ces vols faisaient très probablement partie d'une population qui s'était déplacée en direction nord-ouest au cours de la première semaine de mars. (le 3 mars, on avait reçu des rapports de signalisation d'essaims de trois endroits différents au voisinage de Riyad et le 4 mars, près de Buraida). On ne peut être certain que le mouvement vers Sakaka ait eu lieu exclusivement sous l'influence de la perturbation qui fait l'objet de cette étude. Les températures le long du trajet en cause n'étaient pas élevées, mais il est probable qu'elles n'étaient pas non plus inférieures à celles qui sont nécessaires pour qu'il y ait au moins une certaine activité de vol. Pendant l'après-midi du 7 mars, les températures à Sakaka auraient été à leur maximum pendant quelques jours, au moment où l'advection chaude à l'avant du front froid avait commencé à s'étendre au-dessus de toute la région. D'après les cartes, nous pouvons estimer les températures de 1200 GMT

à Sakaka (altitude 600 m. environ). comme étant les suivantes :

Le 5 : 25°C, le 6 : 26°C, le 7 : 24°C, le 8 : 28°C, le 9 : 22°C,
le 10 : 19°C, le 11 : 20°C

Ainsi donc, bien qu'un certain mouvement en direction du nord-ouest ait été possible avant le 7 mars, il est vraisemblable que dans l'après-midi de ce jour, mais tout particulièrement le 8 mars, le mouvement ait été plus intense.

8 mars 1962 (Fig.6)

Les vents

D'autres changements importants ont eu lieu au cours des dernières 24 heures. Bien que la pression soit restée relativement élevée de la Turquie orientale au Golfe Persique, une nouvelle et profonde dépression s'est déplacée vers le sud-est à partir des Balkans. La basse pression qui se trouvait la veille au-dessus de la R.A.U., s'est alors déplacée vers les parties orientales de la Syrie et de la Jordanie et le front froid à quelque peu progressé à travers le Proche-Orient. Il s'étend à présent à partir de la Syrie, à travers l'extrême nord-ouest de l'Arabie Séoudite (au nord de Hejaz) au Soudan nord-occidental et au Tchad moyen. A l'avant du front froid, des vents de sud ont remplacé les vents de sud-est qui existaient auparavant au-dessus de l'Irak et au nord de l'Arabie Séoudite. De forts vents d'ouest, ayant parfois la force d'un ouragan, soufflaient au-dessus de la Méditerranée occidentale, en traversant Chypre, au nord de la R.A.U., en Israël, au Liban, en Syrie occidentale et en Jordanie occidentale. Plus au sud, des vents de nord à nord-est à l'arrière du front froid, s'étendent bien à l'intérieur du Soudan du nord, virant à l'est au-dessus des parties septentrionales du Tchad et du Niger. Cette circulation dans le sens des aiguilles d'une montre autour de l'anticyclone au-dessus de la Libye est bien marquée.

Température

La crête chaude s'est déplacée vers l'est dans le nord, mais elle est restée presque stationnaire au sud des 25°N environ. Une advection chaude a produit des élévations de température excédant 5°C au-dessus de certaines parties de l'Irak et de l'Arabie Séoudite septentrionale. A l'arrière du front froid, un air plus frais s'est rapidement étendu à l'est et au sud-est jusqu'en R.A.U., au Soudan du nord et à travers le Levant. Des chutes de température de plus de 10°C ont eu lieu au-dessus d'une grande partie de la R.A.U. Un air très froid s'est répandu en direction du sud à travers la mer Egée et de la Turquie occidentale, derrière la nouvelle basse pression au-dessus de la Turquie. Les autres points intéressants sont les suivants :

1. Le front froid dans le nord s'est déformé sous l'effet de la présence de vents d'est au-dessus de la Syrie septentrionale, vents provoqués par l'air de surface, trop froid pour s'élever jusqu'au niveau du plateau de la Turquie orientale. On assiste essentiellement ici à un renversement de la direction du vent qui passe d'est en ouest à travers le front.

- ii. Au-dessus du Soudan, le front froid ne s'accompagne d'aucun changement significatif de direction du vent, mais seulement d'une modification de vitesse.
- iii. Au-dessus du Golfe persique, un petit centre de haute pression persiste au-dessus de l'eau fraîche.
- iv. Une nouvelle crête chaude est en formation au-dessus de l'Algérie méridionale, à l'ouest du centre de haute pression de Libye.

Précipitations

Le "marais froid" à 500 mb s'est encore affaibli et s'est déplacé vers le nord-est, de sorte qu'il s'étend à présent, sous forme de creux, au-dessus de l'Iran. Sa Zone de pluie a dégénéré et s'est confondue avec une vaste zone d'averses au-dessus de l'Iran, probablement située principalement au-dessus des montagnes. A l'ouest, la crête est maintenant faible et elle s'est déplacée à 40-45°E au-dessus de l'Arabie Séoudite septentrionale. Le creux s'est déplacé vers l'est jusqu'à 30-35°E et se trouve maintenant associé à une basse pression apparaissant au nord-ouest de la Turquie. Il s'accompagne d'une vaste zone pluvieuse au-dessus d'une grande partie de la Turquie, de la Syrie et de la Jordanie septentrionale. Des averses se produisent dans une zone allant de la Grèce au Levant. La crête à l'ouest a avancé jusqu'à 5°E et la pluie qui accompagne le creux au vent s'est déjà étendue à l'extrême nord de l'Algérie.

Un vol a été signalé ce jour à El Jafr en Jordanie (voir Fig.6). Le front froid a dépassé El Jafr dans le courant de la matinée, avec des vents virant de sud en ouest, de sorte que le vol a dû arriver dans le voisinage soit le jour précédent, soit au cours de la nuit. Les températures nocturnes auraient certainement été trop basses pour permettre un vol et nous pouvons donc en déduire que le vol était probablement arrivé la veille, très vraisemblablement dans l'après-midi précédant son atterrissage. Cet essaim faisait par conséquent partie du même déplacement que celui qui avait amené des essaims à Sakaka.

9 mars 1962 (Fig.7)

Les vents

Un seul centre de basse pression s'étend maintenant au-dessus du Proche-Orient ; il est centré sur la Turquie. Le front froid s'est ralenti ; il s'étend à présent, à travers l'Irak central, à l'Arabie Séoudite (au Nejed du nord et à l'Hejaz). Au-dessus du Soudan, on peut encore suivre sa trace, mais il s'affaiblit. Les vents du sud sont limités à l'Irak oriental et à la partie nord-est de la péninsule arabique. L'écoulement du vent au-dessus de l'Arabie Séoudite centrale est indéterminé ; des vents légers, provenant du secteur sud-est, sud-ouest prédominent probablement. Le centre de haute pression de la veille au-dessus de la Libye s'est affaibli et se trouve

maintenant représenté par une crête qui s'étend vers le sud à partir d'une vaste zone de haute pression au-dessus de l'Europe. Cette crête conserve une circulation dans le sens des aiguilles d'une montre au-dessus de l'Afrique du nord-est - les vents sont nord à nord-ouest au-dessus de la R.A.U., nord à nord-est au-dessus de la Cyrénaïque et du Soudan septentrional et d'est sur le Tchad du nord.

On remarquera la nouvelle basse pression au-dessus de l'Algérie du sud-est. Son origine est douteuse, mais il est probable qu'elle est remontée du sud-ouest. Un large écoulement du sud s'est formé entre cette basse pression et la crête au-dessus de la Cyrénaïque. On remarquera également que les vents de nord-ouest au-dessus de la mer Rouge ont progressé vers des latitudes plus basses que celles de la terre proche. Ceci met en lumière l'effet de barrière des montagnes du nord-ouest de l'Arabie Séoudite sur le mouvement du front froid.

Température

La crête chaude a maintenant moins d'importance sur la carte. Vers le nord, elle s'est déplacée vers l'est jusqu'en Irak oriental, au Koweït et à la péninsule arabique du nord-est, (où un réchauffement de 5°C s'est produit) mais dans le sud, elle reste stationnaire par suite de l'influence des montagnes dans la partie occidentale de la péninsule. De l'air très froid s'étend toujours vers le sud au-dessus de la mer Egée et de la Turquie occidentale, mais les plus grands changements de température de 24 heures, ont eu lieu au-dessus de l'Irak occidental (supérieurs à 10°C). Une nouvelle crête chaude s'est formée ; elle est fortement associée à la basse pression existant au sud-est de l'Algérie. Les vents chauds du sud à l'avant de cette basse pression intensifient le front côtier de Tripolitaine.

Précipitations

Le creux oriental s'est maintenant déplacé vers le nord-est et se trouve à présent hors de la zone étudiée. Un grand creux couvre le Proche-Orient avec un centre profond au-dessus de la Turquie. Une vaste zone de pluies correspondante couvre la Turquie, le nord de la Syrie, le nord-est de l'Irak et l'Iran occidental. Quelques averses subsistent au-dessus de l'Iran, mais la principale zone d'averses recouvre la Méditerranée orientale, Israël, le Liban, la Syrie et l'Irak. La nouvelle crête s'est déplacée à l'est de 15°E, ce qui a donné une vaste zone sans pluie au-dessus du nord-est de l'Afrique et de la Méditerranée centrale, tandis que la pluie de la veille, au-dessus de l'Algérie septentrionale, s'est étendue à la Tunisie.

10 mars 1962 (Fig.8)

Les vents

La basse pression de la veille s'est déplacée vers le sud-est de la Turquie de telle manière que les vents sont de nord-ouest sur la plus grande partie de la Syrie, de l'Irak et du nord de la péninsule arabique. Le front froid continue à se déplacer lentement à travers l'extrême est de l'Irak et se rapproche du Koweït et de l'Arabie Séoudite centrale. Il existe probablement des vents du sud-ouest à l'avant du front

au-dessus de l'Arabie, vents qui produisent un front côtier marqué. Au-dessus du Soudan, le front est à peine décelable, mais au-dessus de la mer Rouge, des vents de nord-ouest se sont étendus jusqu'à 17°N dans le sud.

La basse pression complexe au-dessus de la Tunisie maintient toujours un large écoulement de vent du sud-à travers la Libye, jusqu'à l'Italie. Cette perturbation affecte l'écoulement de vent à grande échelle, jusqu'à 15°N environ dans le sud, au-dessus de l'Afrique du Nord. On peut suivre la trace de son front froid depuis Tripoli jusqu'aux montagnes du Hoggar.

Température

Il ne reste que peu de chose de la crête chaude au-dessus du Proche-Orient. L'air froid continue à s'étendre vers le sud-est, à travers la Syrie, l'Irak, le Liban, Israël et la R.A.U. septentrionale, le plus important changement de température de 24 heures (5°C) s'étant produit au-dessus de l'Arabie Séoudite nord-orientale.

A l'ouest, la crête chaude au-dessus de la Libye occidentale s'est développée de telle façon qu'un fort front côtier s'est formé en Tripolitaine.

Précipitations

La basse pression sur la carte des 500 mb s'est un peu comblée et s'est déplacée vers la Turquie orientale. Les zones de faibles pluies et d'averses ont également fait mouvement vers l'est, la pluie couvrant à présent la Turquie orientale, le nord-est de l'Irak et le nord-ouest de l'Iran. Les averses se produisent particulièrement au-dessus de la Syrie et de l'Irak. La crête s'est développée et s'est déplacée à l'est jusqu'à 20°E. Un nouveau creux s'est déplacé au-dessus de l'Afrique du Nord-ouest jusqu'à 5°E, sa zone de faibles pluies s'étendant du nord-ouest de la Libye à l'Italie. Les averses sont revenues vers les parties septentrionales de l'Algérie et de la Tunisie.

Des essaims ont été signalés ce jour en deux endroits largement distants l'un de l'autre.

- i. A Eilat, où les températures de 1200 GMT avaient été de :
le 5 : 30°C, le 6 : 31°C, le 7 : 28°C, le 8 : 27°C, le 9 : 23°C
le 10 : 22°C, le 11 : 23°C

Ainsi donc, après le passage d'un front froid, les températures étaient probablement assez basses pour ne permettre qu'une activité de vol réduite chaque jour. A toute vraisemblance, l'essaim est arrivé dans le voisinage le 7 mars, puis s'est déplacé vers le sud et a atteint les environs d'Eilat le 10 mars.

- ii. A Khorramabad, où l'on ne trouvait des vents de sud que les 9 et 10 mars à l'avant du front froid.

Avant cela, les vents étaient ou faibles ou variables ou d'est. Il est par conséquent plausible que l'essaim soit venu en suivant une trajectoire passant entre le sud et le sud-ouest et traversant peut-être l'Euphrate, à l'ouest de Bassorah, en provenance de l'ouest du Koweït.

11 mars 1962 (Fig.9)

Les vents

Une haute pression domine à présent la moitié orientale de la zone de l'étude et, à certains égards, le schéma du vent est identique à celui du 5 mars (Fig.2). Des vents de nord à nord-ouest recouvrent l'Irak et la partie nord-orientale de la péninsule arabique et des vents d'est à nord-est soufflent au-dessus de la Jordanie et du Hedjaz du sud. Le creux orographique de l'Arabie se voit à nouveau clairement, ce qui donne des vents de nord-à nord-est au-dessus de la R.A.U. et du Soudan. Au-dessus de l'Arabie Séoudite orientale, le front froid s'est accéléré et pénètre au sud-est à travers le Nejed et le Golfe Persique.

A l'ouest, la basse pression complexe s'est déplacée vers l'est. Un centre se trouve au-dessus de la Méditerranée centrale tandis qu'un autre s'est formé sur le front froid au-dessus de Fezzan.

Température

De l'air plus frais continue à s'étendre vers le sud-est au-dessus de la zone du Golfe Persique, mais il se maintient plus chaud que la mer. Dans les vents chauds de sud, à l'avant de la basse pression suivante, on constate un réchauffement important au-dessus de la Cyrénaïque. De l'air frais froid se répand vers le sud, au-dessus de la Tunisie, de la Tripolitaine et du Fezzan, à l'arrière du front froid.

Précipitations

La basse pression des 500 mb a quitté la zone de l'étude, mais il existe toujours un grand creux avec un axe autour de 45°E. La zone pluvieuse qui lui est associée s'étend au-dessus de l'Irak oriental, avec des averses au-dessus de l'Irak occidental et de l'Irak septentrional. La crête s'est déplacée jusqu'à 30°E et a donné une vaste zone de pluies allant de la Cyrénaïque côtière à la Grèce, avec des averses sur les parties septentrionales de l'Algérie et de la Tunisie.

Conclusions

Les cartes de la partie précédente indiquent nettement que la perturbation à l'étude possédait une structure complexe qui était en évolution constante. Par suite de l'existence de régions de hautes montagnes étendues qui provoquaient une certaine contrainte de l'écoulement du vent de surface, la structure de la perturbation était plus déformée que c'eût été le cas au-dessus d'un terrain plus plat. En particulier, la chaîne de montagnes qui part des Balkans, à travers la Turquie jusqu'à

l'Iran, ne permet qu'un afflux très limité d'air froid de basse couche en provenance des plaines de Russie et d'Europe du Nord et cela a eu une influence sur le mouvement et l'intensité du front froid lorsqu'il a traversé la zone étudiée. Cependant, le front froid peut être détecté sans grande difficulté en utilisant les techniques décrites ci-dessus et il peut être suivi pendant la période de 7 jours au cours de laquelle il a parcouru plusieurs milliers de kilomètres. La facilité relative avec laquelle la position du front a pu être déterminée et suivie a été extrêmement utile car ce front constituait un "guide" naturel pratique en ce sens qu'il indiquait la bordure avancée d'un changement de conditions atmosphériques devenant progressivement moins favorables à une activité de vol. En fait, les conditions potentielles les mieux adaptées au vol étaient celles qui existaient sur une bande de quelques centaines de kilomètres par le travers du front et juste à l'avant de celui-ci. Presque partout, le passage du front était marqué par un changement important de direction du vent. Par contre, aucun changement de ce genre n'a pu être détecté, qui eût indiqué l'existence d'un front chaud. Le 7 mars, lorsque le centre de basse pression était proche de la côte, le front côtier au-dessus de la R.A.U. aurait pu être confondu avec un front chaud.

A 500 mb, le front froid était précédé d'une crête chaude, sans précipitations, et suivi par un creux froid avec deux zones de pluies distinctes. La première était une zone de faibles pluies disséminées tombant de nuages stratiformes de la troposphère moyenne, située à l'avant du creux ; la seconde était une zone d'averses tombant des nuages cumuliformes au sein du creux.

Le front froid de surface, tout comme le creux de 500 mb qui l'accompagnait avait pénétré dans la zone de l'étude par l'ouest et avait déjà quelques jours d'existence avant le 5 mars. Le parcours d'une dépression pouvait être suivi, entre le 6 et 8 mars, selon un couloir existant depuis la Libye du sud-ouest, à travers la R.A.U. du nord et le Liban, jusqu'en Syrie. Une seconde dépression s'était déplacée en direction est-sud-est jusqu'en Turquie le 8 mars, se mettant plus tard en mouvement vers l'est.

L'air chaud près du sol était aisément décelable au-dessus de la terre et formait une langue de vents du sud à l'avant du front froid, en provoquant des élévations de températures de 24 heures de 5°C qui se sont progressivement étendues vers l'est. On n'observait que peu de changement au sud de 20°N. Les mers fraîches avaient produit en surface une couche d'air frais persistant qui non seulement compliquait les schémas des isothermes et des isobares, mais favorisait en outre la formation de puissants fronts côtiers lorsque les températures au-dessus de la terre étaient élevées. Au-dessus de la mer, le front froid était sans doute passé au-dessus de cette couche maritime, de telle manière que le même air se retrouvait à la fois à l'avant et à l'arrière du front. Au fur et à mesure que l'air à l'arrière du front se refroidissait, on vit non seulement le front côtier disparaître, mais également la couche de surface se déplacer par convection (Fig.9).

Dans les basses couches, l'air plus froid avait pénétré à l'origine dans la zone étudiée au-dessus de la Méditerranée occidentale, mais avait été rejoint plus tard par de l'air encore plus froid, s'écoulant des Balkans et de la Russie méridionale à

travers l'espace ouvert entre la chaîne de montagnes de la Mer Egée et la Turquie occidentale. D'autre part, les montagnes de la Turquie orientale et de l'Iran empêchaient effectivement l'écoulement de l'air froid vers le sud. La plus grande partie de l'air froid provenant de la Méditerranée occidentale était répandue vers le sud à travers la Libye et la R.A.U., provoquant une chute importante de température et tournant par la suite vers le sud-ouest et vers l'ouest à travers les parties septentrionales du Soudan, vers le Tchad et le Niger, où des chutes de température moindres, mais tout de même notables, furent enregistrées. Bien qu'une certaine proportion de l'air froid arrivé par la Mer Egée ait suivi un parcours identique, une importante partie de celui-ci s'était étendue à l'est et au sud-est à travers la Méditerranée orientale et le Proche Orient, atteignant l'Arabie Séoudite du Nord et le Golfe Persique. Au-dessus de la terre, l'air froid s'était rapidement réchauffé et s'était étendu plus au sud, de sorte qu'il était, à tous moments ou presque, plus chaud que la mer Rouge et que le Golfe Persique. Sur ces deux étendues d'eau, des couches d'air frais persistantes avaient produit des pressions plus hautes qu'au-dessus de la terre proche.

L'un des traits caractéristiques des analyses a été le déplacement du "Creux de la mer Rouge" vers une position située au-dessus de l'extrême ouest de l'Arabie Séoudite. C'était là une conséquence naturelle de l'apparition sur le schéma de pression, de l'influence exercée à la fois par une barrière montagneuse et d'une mer fraîche. Au-dessus de la partie méridionale de la mer Rouge, ces deux influences sont fortes. En ne tenant pas compte des pressions enregistrées par les stations côtières et en n'utilisant que les pressions indiquées par les stations de l'intérieur au-dessus du Soudan, de la R.A.U., du Proche-Orient et de l'Arabie Séoudite, on peut voir le creux se situé au-dessus de l'Arabie Séoudite. Ceci résulte de la présence d'un relief important et étendu qui dévie les vents d'est qui, sans cela, souffleraient dans cette zone. Dans la fosse de la mer Rouge, les pressions peuvent augmenter de 5 mb ou plus, par suite de la présence d'un air frais de surface.

L'interaction du creux orographique et du front froid n'a pas été clairement démontrée, en partie parce que les données étaient insuffisantes, en partie du fait de l'existence de variations diurnes de la direction du vent au-dessus de l'Arabie Séoudite centrale, variations provoquées par le transfert vertical d'énergie durant le brassage convectif des après-midi. Cependant, comme ce creux orographique est une caractéristique permanente de la circulation générale, il possède l'important pouvoir d'amener l'air plus chaud au-dessus de la péninsule arabe, plus avant dans le nord que ce n'eût été le cas en l'absence de tout haut relief au-dessus de la partie occidentale de la péninsule. Si les vents du sud-est sur le côté oriental de ce creux sont assez chauds, ils permettront une pénétration vers le nord relativement plus grande des essaims survolant l'Arabie centrale, plutôt qu'un mouvement dirigé plus à l'est ou plus à l'ouest - probablement jusqu'à une distance située entre 25° et 30°N dans ce cas particulier. Le mouvement plus au nord a eu lieu sous l'influence des vents du sud chauds à l'avant du front froid, dont le passage a été suivi d'une chute des températures suffisante pour inhiber fortement le vol.

Recommandations

De très nombreux points intéressants se sont concrétisés ou ont été illustrés au cours de l'étude de ce cas particulier. En résumé, ces points sont les suivants :

1. Les Techniques d'analyse

La détermination de la structure d'une perturbation du genre de celle qui fait l'objet de cette étude ne présente pas de difficultés quand les techniques d'analyse sont utilisées de la façon décrite dans le présent rapport. Il convient de garder à l'esprit les points suivants :

- (a) Le plus grand nombre de données possible devra être rassemblé, provenant de préférence, de la source même.
- (b) Ce sont les séries d'observations de 6 heures (ou même de 3 heures) qui devraient être utilisées par chaque station pour améliorer la position sur la carte des traits importants du champ de vent, comme un front froid par exemple.
- (c) En construisant le champ de pression de LSM, il faudrait, avant toute chose, corriger d'abord toutes les erreurs de méthode qui peuvent être faites dans certaines stations.
- (d) Utiliser exclusivement des pressions LSM provenant de stations dont l'altitude est inférieure à 1.000 m. Ombrer les zones de la carte au-dessus de 1.000 m, et éviter de dessiner des isobares de LSM au-dessus de ces zones.
- (e) Tenir compte des déviations à partir de l'écoulement géostrophique, dues, par exemple, soit à des champs de pression en déplacement, soit à des variations diurnes (brises de mer, vents anabiques, transfert vertical d'énergie, ou encore à des zones pluvieuses.
- (f) Tenir compte des effets de barrière des grandes masses montagneuses. (les isobares peuvent devenir discontinues).
- (g) Tenir compte de la couche d'air frais de surface en contact avec les mers (les isobares peuvent devenir discontinues).
- (h) Corriger les températures pour les ramener au niveau standard, de préférence à 1.000 mb (c'est-à-dire en utilisant les températures potentielles).
- (i) Utiliser les températures de 1200 GMT plutôt que leurs valeurs maxima.
- (j) Construire des cartes de température en surface, de façon à pouvoir déterminer leur effet sur le mouvement des essaims.

- (k) Marquer les fronts froids, tels qu'ils sont déterminés par les lignes le long desquelles il y a changement de signe de l'advection de température (et où se produit souvent aussi un changement brusque de la vitesse du vent).
- (l) Eviter de placer les fronts dans les creux non-frontaux (c'est-à-dire qu'un creux de pression ne constitue pas une preuve suffisante de l'existence d'un front).
- (m) Marquer les fronts côtiers. Ceci peut être fait en analysant d'abord la pression et la température au-dessus de la terre, en ne tenant pas compte des observations des stations côtières où existe un vent de terre.
- (n) Compléter les rapports de pluviométrie enregistrée par des probabilités de pluies basées sur les rapports traitant des nuages.
- (o) Déterminer les zones de nuages stratiformes importants de moyen niveau, de préférence à l'aide des lignes de surface de 500 mb et déterminer la partie de ces zones qui aura le plus de chances de donner de la pluie au sol, en utilisant les techniques d'analyses de nuages déjà décrites.
- (p) Déterminer les zones de nuages cumuliformes profonds - là encore à l'aide des lignes de surface de 500 mb. Des averses sont possibles sur la totalité de cette zone.
- (q) Tenir compte des erreurs possibles de l'observateur, dans la codification des types de nuages et des précipitations.
- (r) Au-dessus des régions de hauts plateaux, il est préférable d'employer le niveau de référence des 850 mb, là où les stations se trouvent à 1 ou 2 km au-dessus des LSM.
- (s) Au-dessus des régions de hauts plateaux, les tracés des lignes de surface des 850 mb différeront souvent considérablement des tracés des isobares des LSM au-dessus des plaines avoisinantes.
- (t) Pour les points où l'air froid, derrière un front froid, est peu profond, sa position à 850 mb sera très probablement fort éloignée de sa position sur les lignes de SM.

2. Types de perturbation

Le présent rapport ne décrit qu'une seule perturbation ayant affecté le mouvement des essaims de criquets. Les perturbations traversent la zone de cette étude tous les deux à dix jours. Il est indispensable de savoir quelles sont, parmi ces perturbations celles qui ont de l'importance pour le déplacement et la reproduction des essaims de criquets. Pour le savoir, il est recommandé de prendre les points suivants en considération :

- (a) Il serait nécessaire d'entreprendre d'autres études de cas particuliers de telle façon qu'il soit possible de déterminer toutes les différences pouvant exister dans la structure ou le comportement des divers types de perturbation existants.
- (b) Il est indispensable d'utiliser les mêmes techniques d'analyse ou des techniques similaires, pour chacune des études particulières, faute de quoi des erreurs pourraient survenir dans les analyses.
- (c) Les études de cas particuliers devraient être entreprises dans d'autres régions de l'aire d'invasion du criquet pèlerin.
- (d) Les effets des hautes montagnes sur l'écoulement de l'air de surface nécessitent une étude qui serait conduite à la fois en présence de perturbations en déplacement et en l'absence de celles-ci.
- (e) Il est indispensable de savoir quels sont les types de perturbation ayant le plus d'effet sur le déplacement des essaims, en toutes saisons et dans toutes les régions de l'aire d'invasion.
- (f) Il est indispensable également de déterminer, parmi les types de perturbation, ceux qui produisent des précipitations significatives, notamment le long de la bordure méridionale de la zone des précipitations hivernales.

3. Fréquence des perturbations

Le mouvement d'une population grégariante sur un certain nombre de mois dépend en partie de l'influence combinée d'un grand nombre de perturbations, chacune de dimensions et d'intensité différentes. Il nous est par conséquent nécessaire de connaître la fréquence d'apparition des perturbations, à la fois de mois en mois et d'une région à l'autre. Cette connaissance peut être acquise de deux manières :

- (a) Par "l'approche" synoptique, en faisant usage d'un grand nombre d'études de cas particuliers pour déterminer la fréquence relative de chaque type de perturbation dans chaque région.

- (b) Par "l'approche" climatologique, en utilisant les données climatologiques pour une période de 5 ou 10 ans, par exemple de façon à déterminer la fréquence d'apparition de tous les types combinés.

La nécessité d'étudier la variation de température avec la direction du vent se fait grandement sentir. Ceci pourrait se faire sans trop de difficultés en calculant, pour quelques stations-clé dans chaque pays, les moyennes mensuelles de température et la vitesse du vent pour des directions de vent de 1200 GMT données, groupées sur 8 ou 16 secteurs du compas. En utilisant soit un rapport empirique, soit une relation théorique entre la température de 1200 GMT réelle et la durée du vol diurne, l'on pourrait aller assez loin pour que cela permette d'obtenir une estimation de la distance potentielle maximum mensuelle parcourue (dans la mesure où ceci est fonction de la température et de la vitesse du vent) pour chaque direction de vent. Ou, si l'on préfère, il serait alors possible de déterminer l'importance relative de chaque direction du vent.

De cette manière, on pourrait faire une évaluation, semi-quantitative au moins, des variations saisonnières et régionales des différentes directions du vent et de leur importance pour la détermination du mouvement des essaims. Armé d'une telle connaissance, on serait alors en mesure d'apprécier la signification de la température et des champs de vent qui accompagnent toute perturbation quelle qu'elle soit.

Il convient également de faire entrer en ligne de compte l'influence de l'insolation directe sur l'élévation de la température interne du criquet et sur l'augmentation consécutive de la distance parcourue. Il serait bon, par conséquent, de distinguer entre les jours nuageux et les jours sans nuages dans l'analyse des rapports existant entre la température et le vent. Des études s'imposent pour déterminer l'importance éventuelle que peut présenter cette distinction dans l'étude des déplacements cumulés sur un mois, sous l'influence de plusieurs perturbations. Par exemple, la fréquence relative des jours de vents chauds du sud qui sont accompagnés également d'importants nuages, pourrait être faible. Mais avant tout, il importe de décider quels sont, parmi ces nuages, ceux qui ont de l'importance.

Remerciements

Les données pour l'étude de ce cas particulier ont été mises libéralement à la disposition de l'auteur par les Directeurs des Services Météorologiques Nationaux de la région de l'étude effectuée. Qu'ils soient ici vivement remerciés pour le temps passé et les efforts déployés pour rechercher et rassembler les observations. Certaines données existaient déjà sous forme de publications - Les Bulletins Météorologiques Quotidiens de la R.A.U., du Soudan et de la Grande-Bretagne, ainsi que les Tables de renseignements sur l'Hémisphère Nord, de l'Office Météorologique des E.U. - Des renseignements maritimes complémentaires ont été fournis par l'Office Météorologique Britannique. Les observations faites par l'Equipe de Prospection Ecologique en Arabie Séoudite durant la période de notre étude ont aidé à la rédaction des cartes en surface.

L'auteur désire également exprimer ses remerciements à H. Ardekani pour les idées qu'il a exposées dans sa communication publiée dans la Note Technique N°69, de l'O.M.M. Nos remerciements vont également à M. R. Wilson, du Centre de Recherche Antiacridien (ALRC) qui s'est occupé de l'établissement des cartes de travail.

Légendes

- Fig. 1 Diagramme schématique indiquant la combinaison typique de creux frontaux et non-frontaux. A noter que le front froid s'étend le long de l'axe de changement de signe de l'advection thermique.
- Fig. 2 Carte indiquant les pays situés dans la zone de l'étude effectuée.
- Fig. 3 Analyse synoptique de 1200 GMT, 5 mars 1962 (3a et 3b)
- Fig. 4 " " " " 6 mars 1962 (4a et 4b)
- Fig. 5 " " " " 7 mars 1962 (5a et 5b), 2400 GMT (5c)
- Fig. 6 " " " " 8 mars 1962 (6a et 6b), 2400 GMT (6c)
- Fig. 7 " " " " 9 mars 1962 (7a et 7b), 2400 GMT (7c)
- Fig. 8 " " " " 10 mars 1962 (8a et 8b), 2400 GMT (8c)
- Fig. 9 " " " " 11 mars 1962 (9a et 9b), 2400 GMT

[The page contains extremely faint and illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the document. No specific words or phrases can be discerned.]

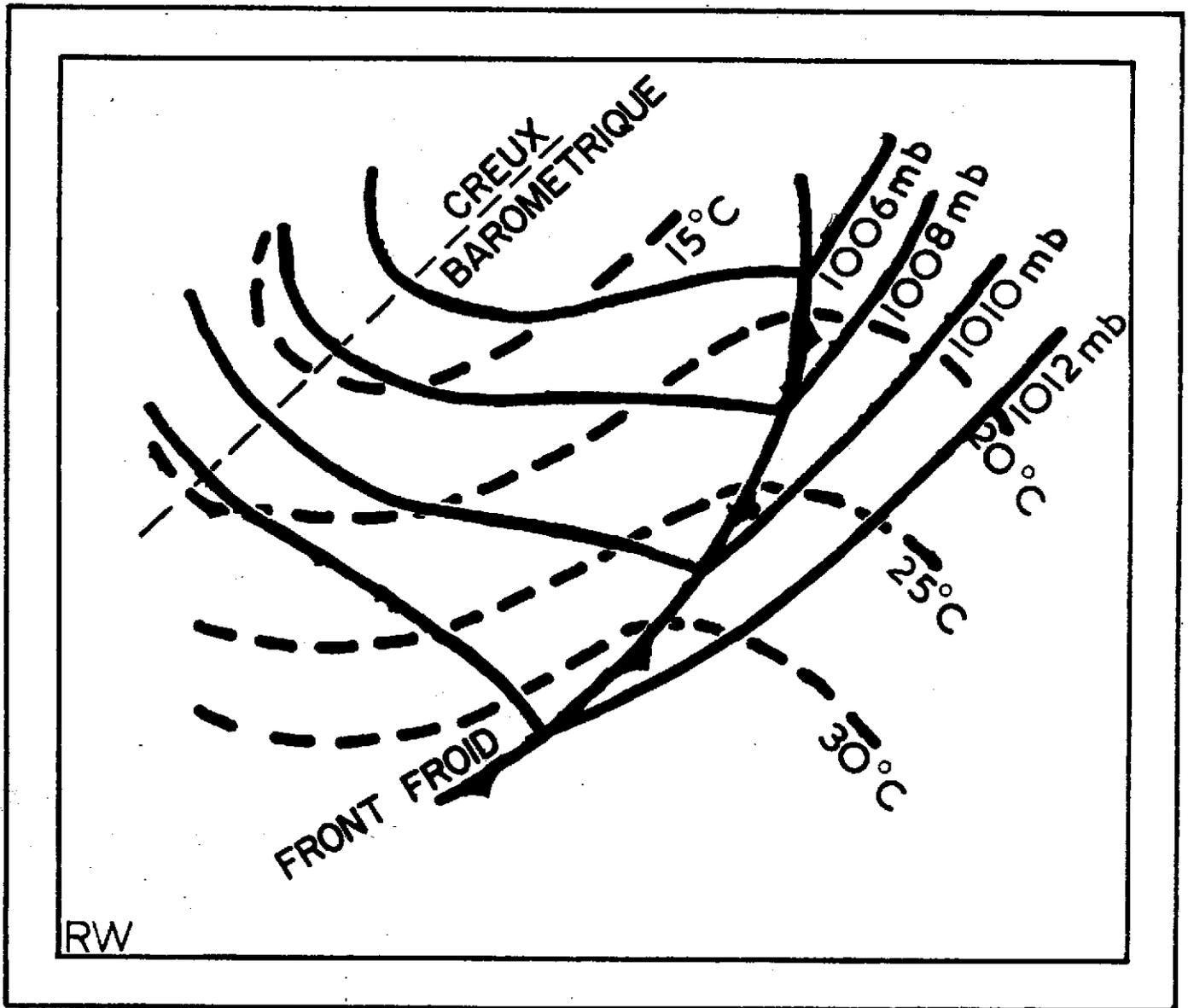


Figure 1. Diagramme schématique indiquant la combinaison typique de creux frontaux et non-frontaux. A noter que le front froid s'étend le long de l'axe de changement de signe de l'advection thermique.

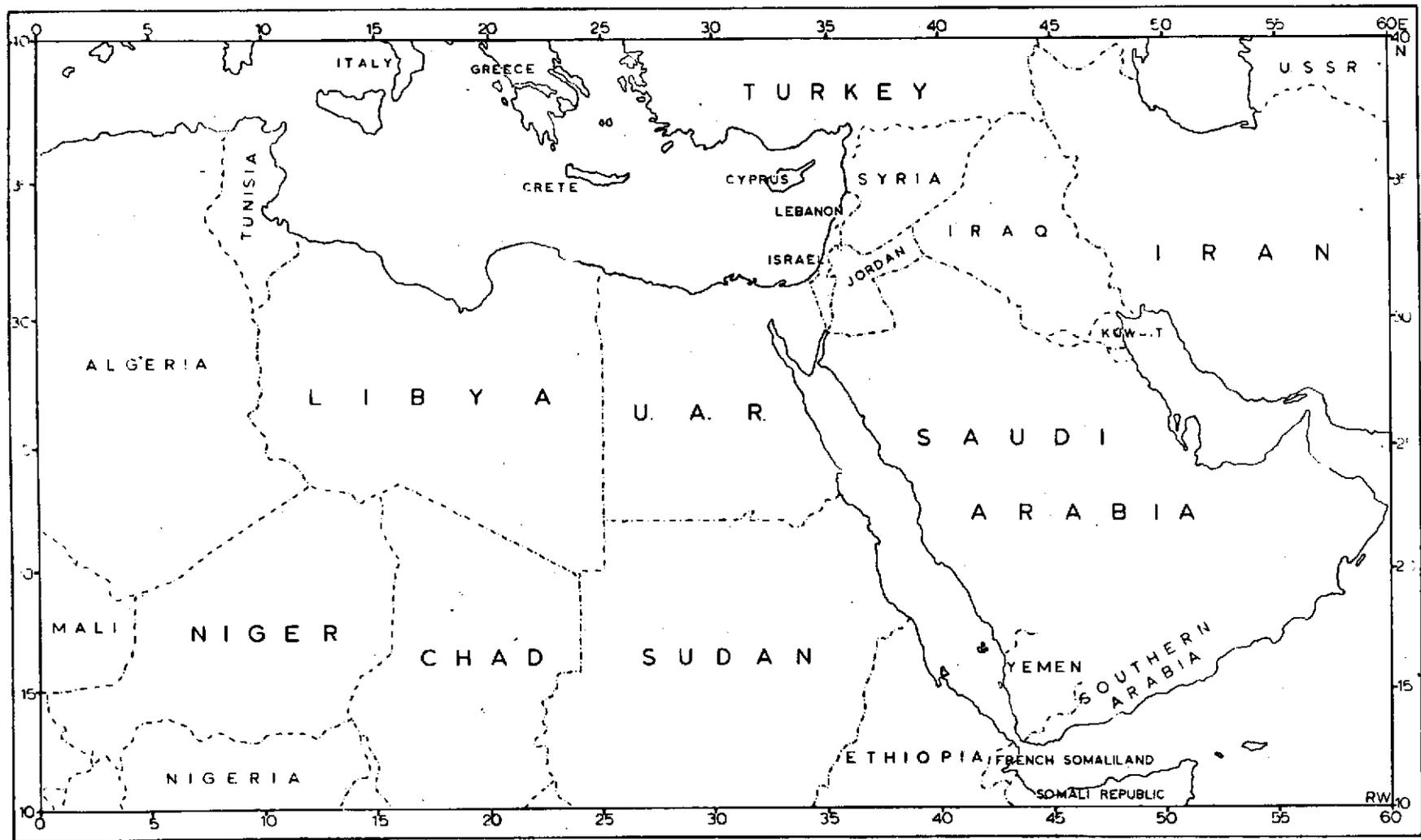


Figure 2. : Carte indiquant les pays situés dans la zone de l'étude effectuée

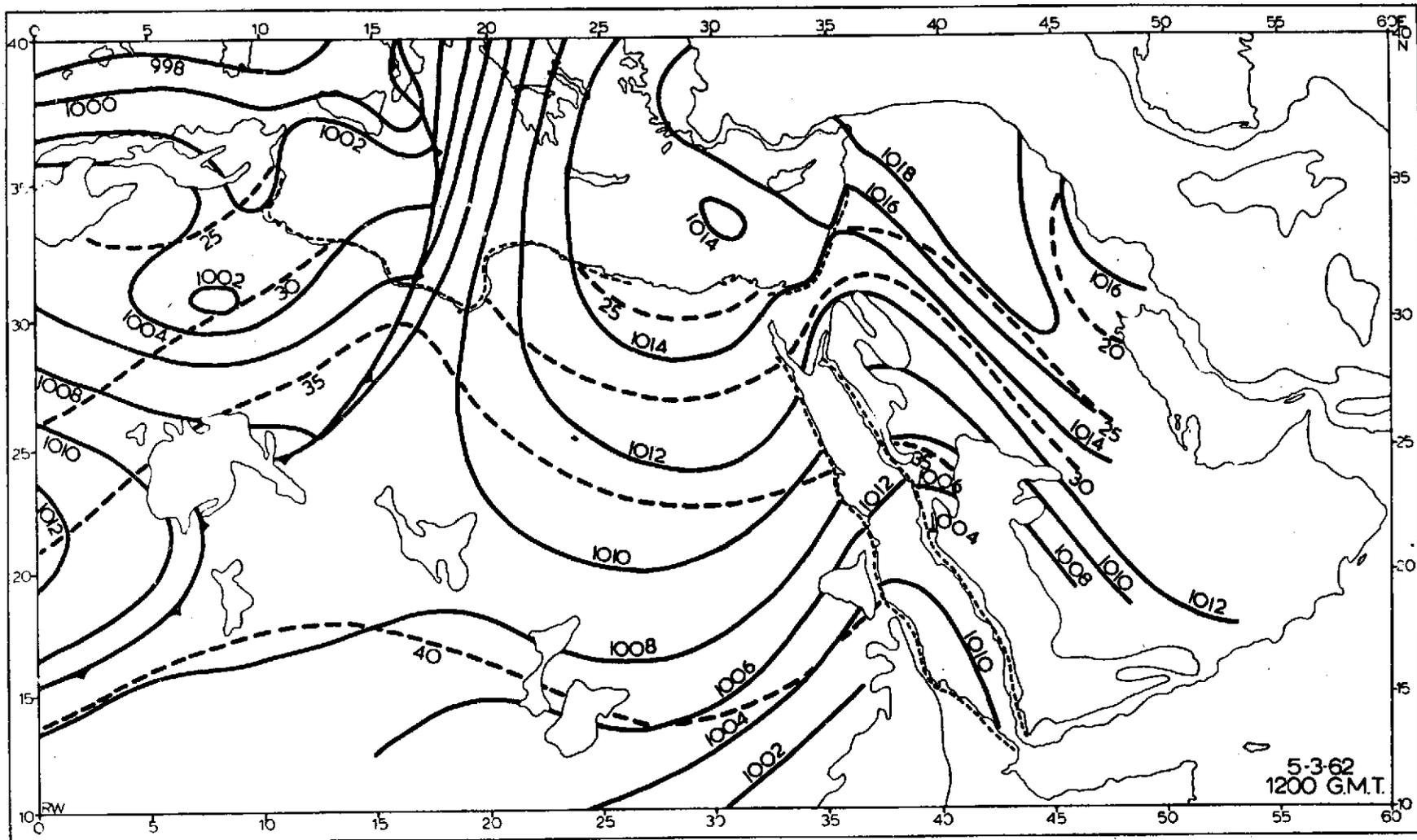


Figure 3 (a) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 5 mars 1962

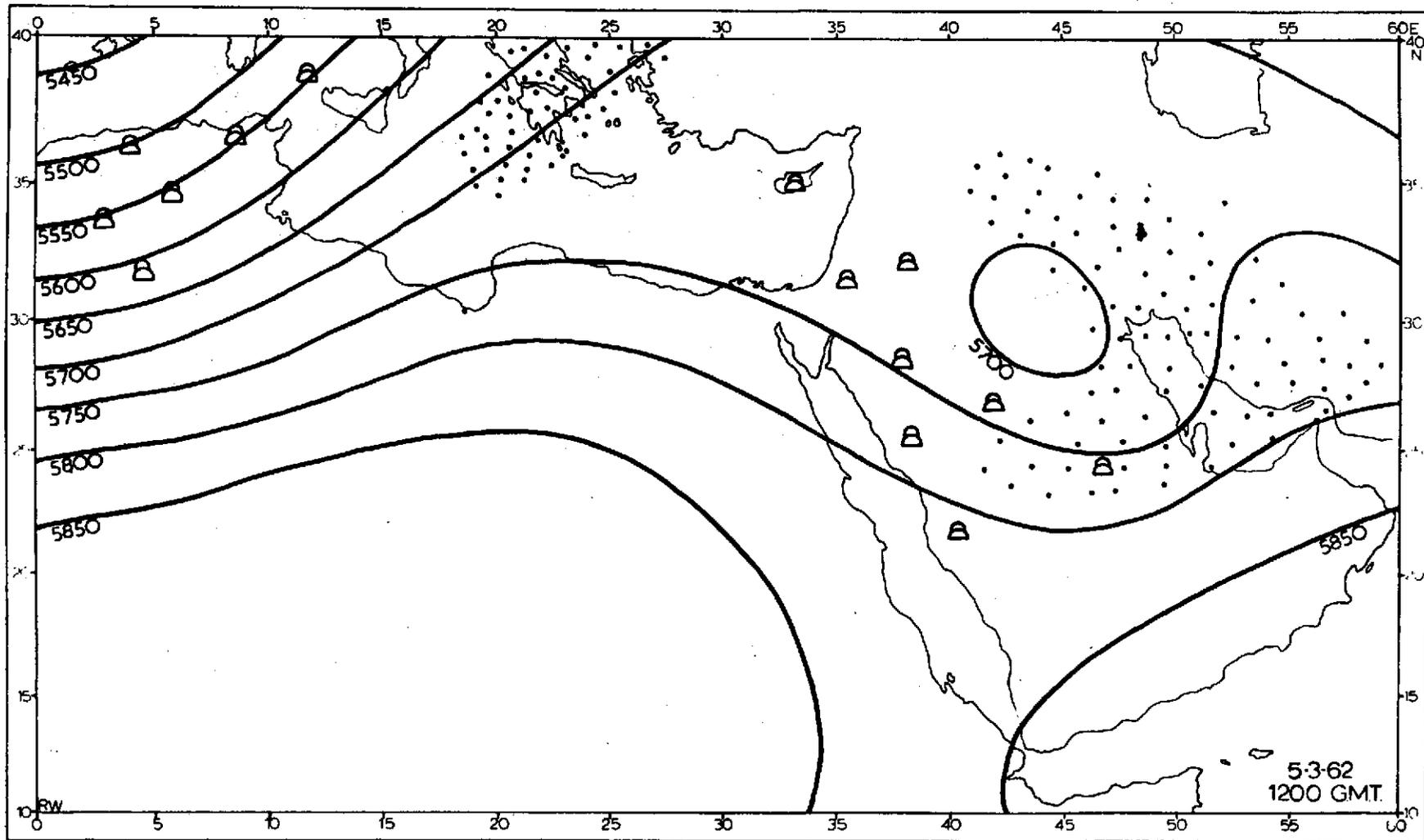


Figure 3 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 5 mars 1962

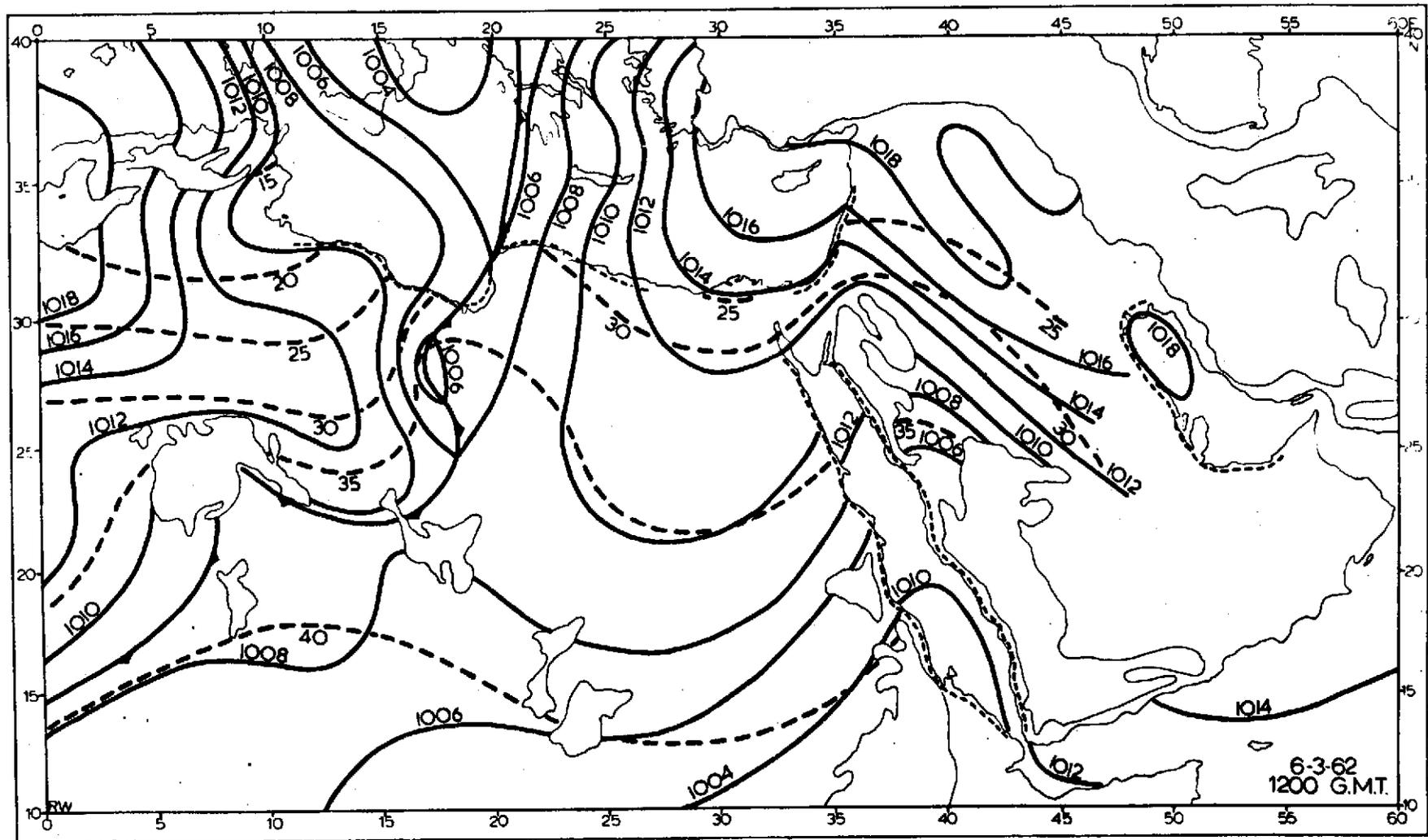


Figure 4 (a) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 6 mars 1962

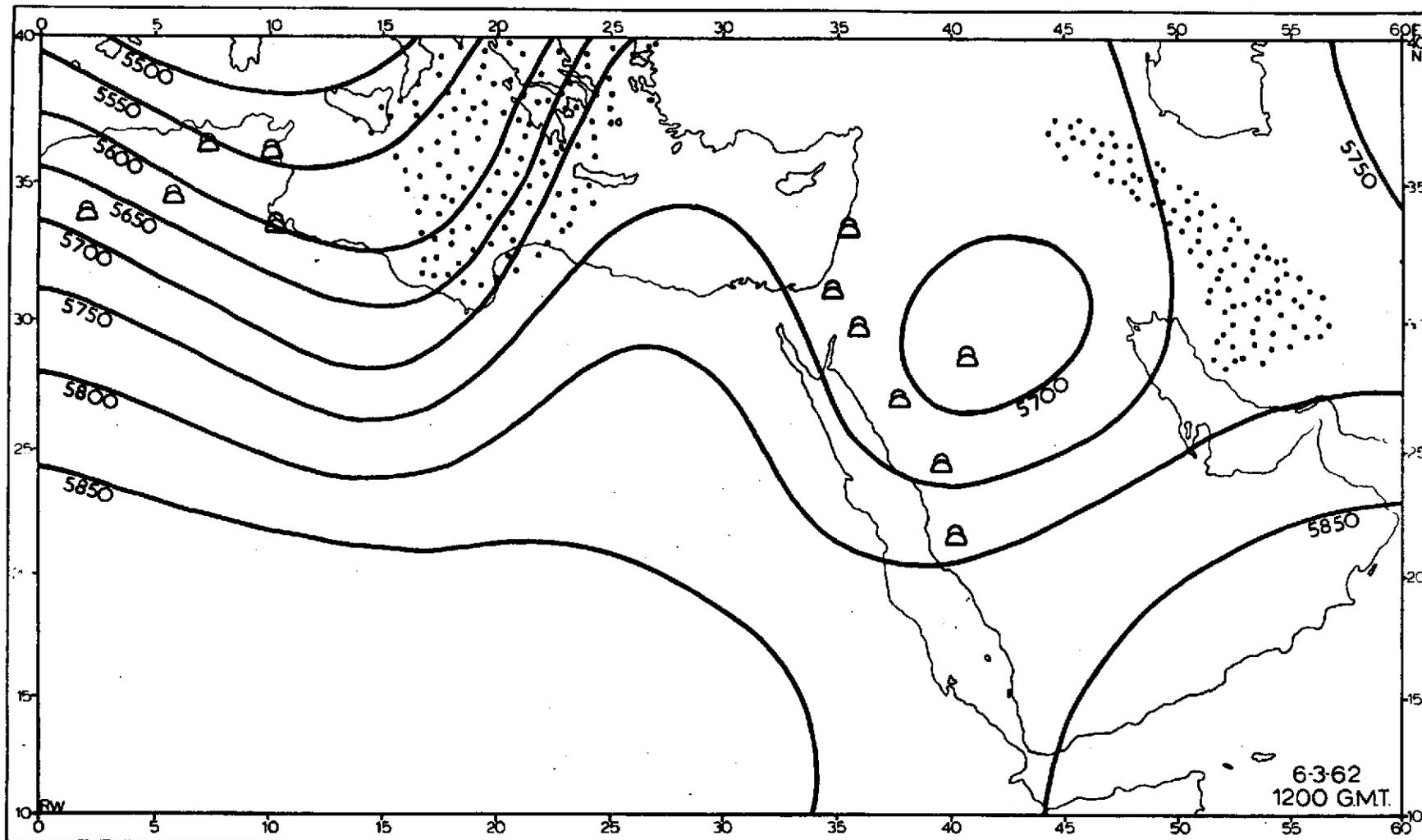


Figure 4 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 6 mars 1952

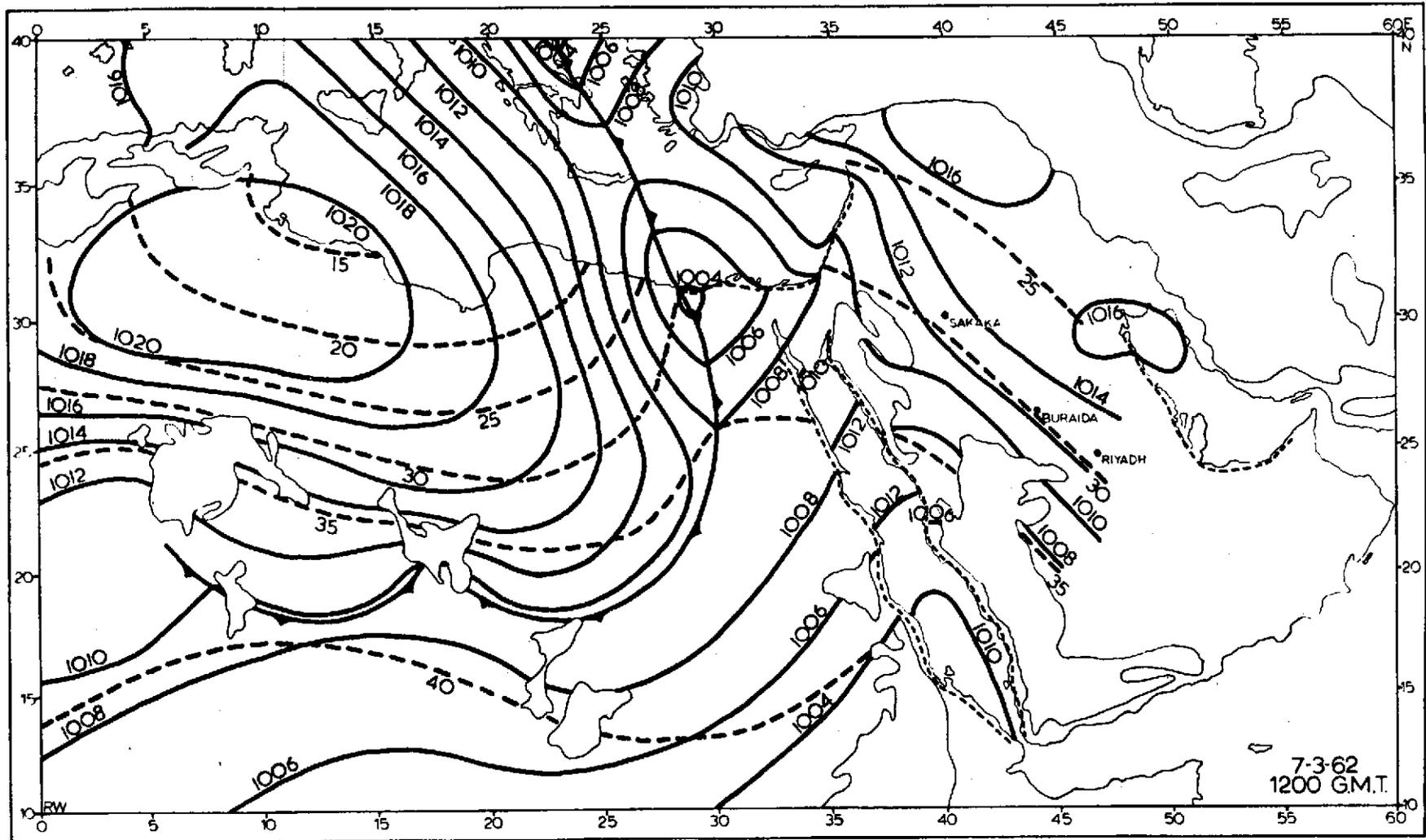


Figure 5 (a) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 7 mars 1962

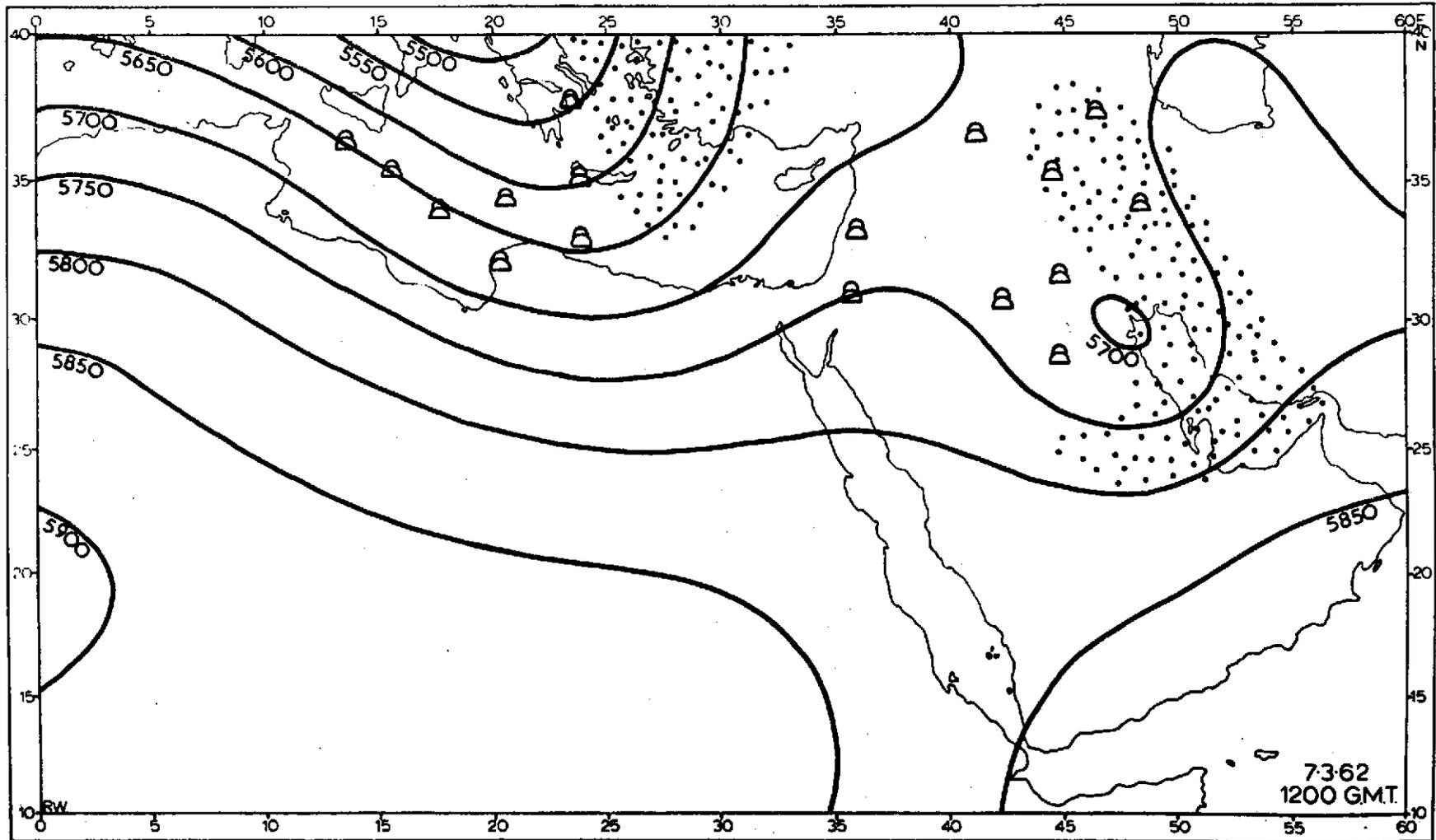


Figure 5 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 7 mars 1962

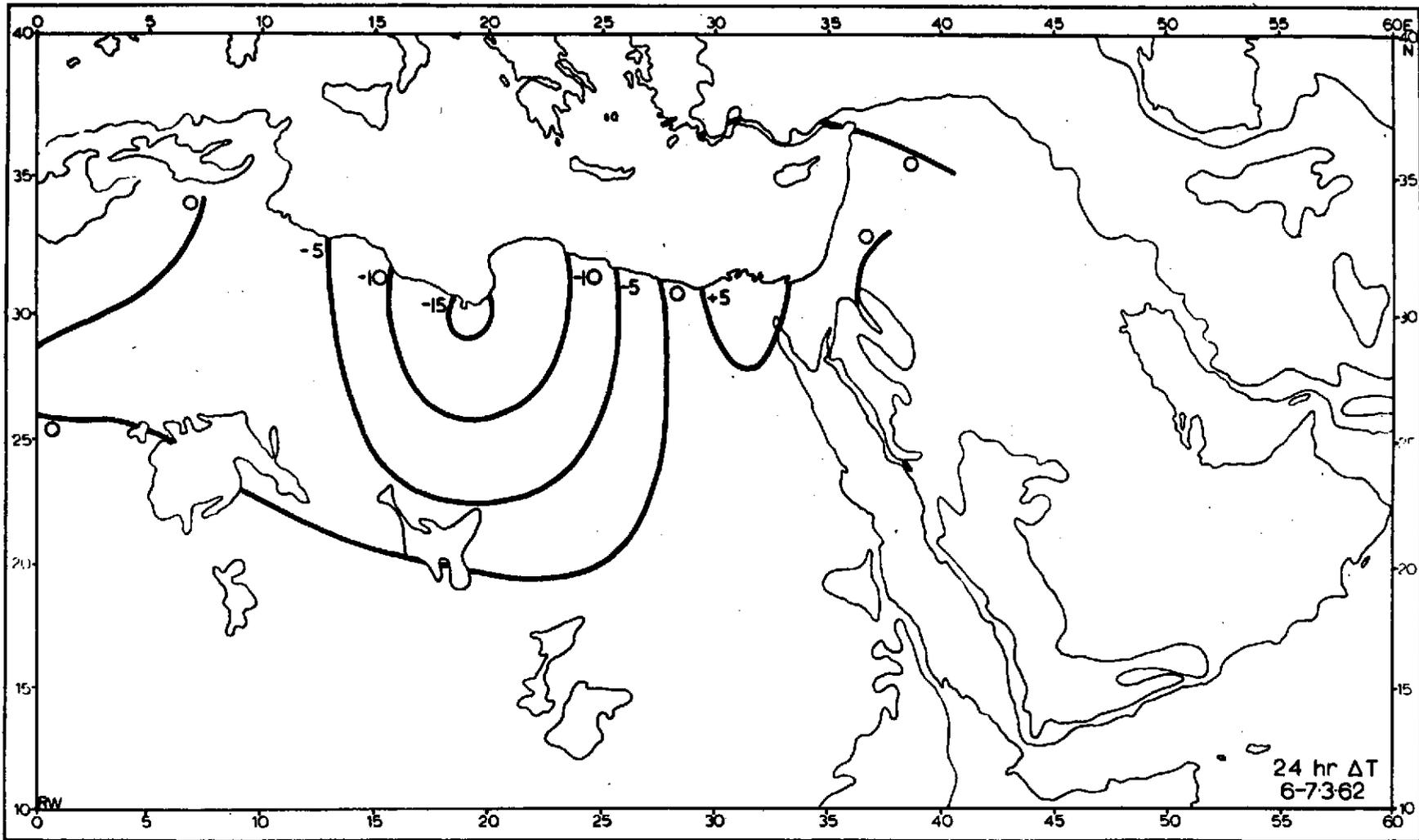


Figure 5 (c) : Analyse synoptique de 2400 GMT, 7 mars 1962

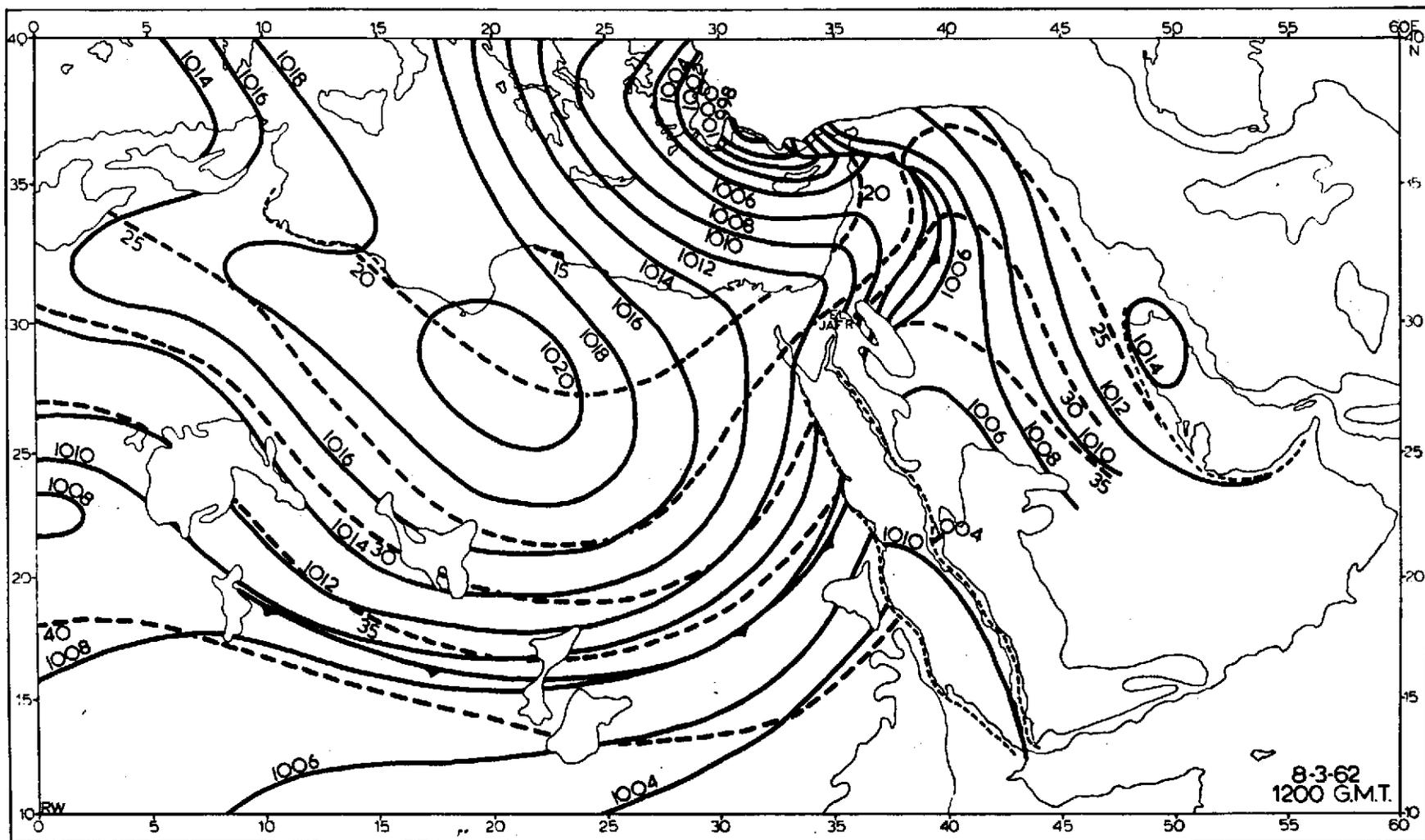


Figure 6 (a): Analyse synoptique de 1200 GMT, 8 mars 1962

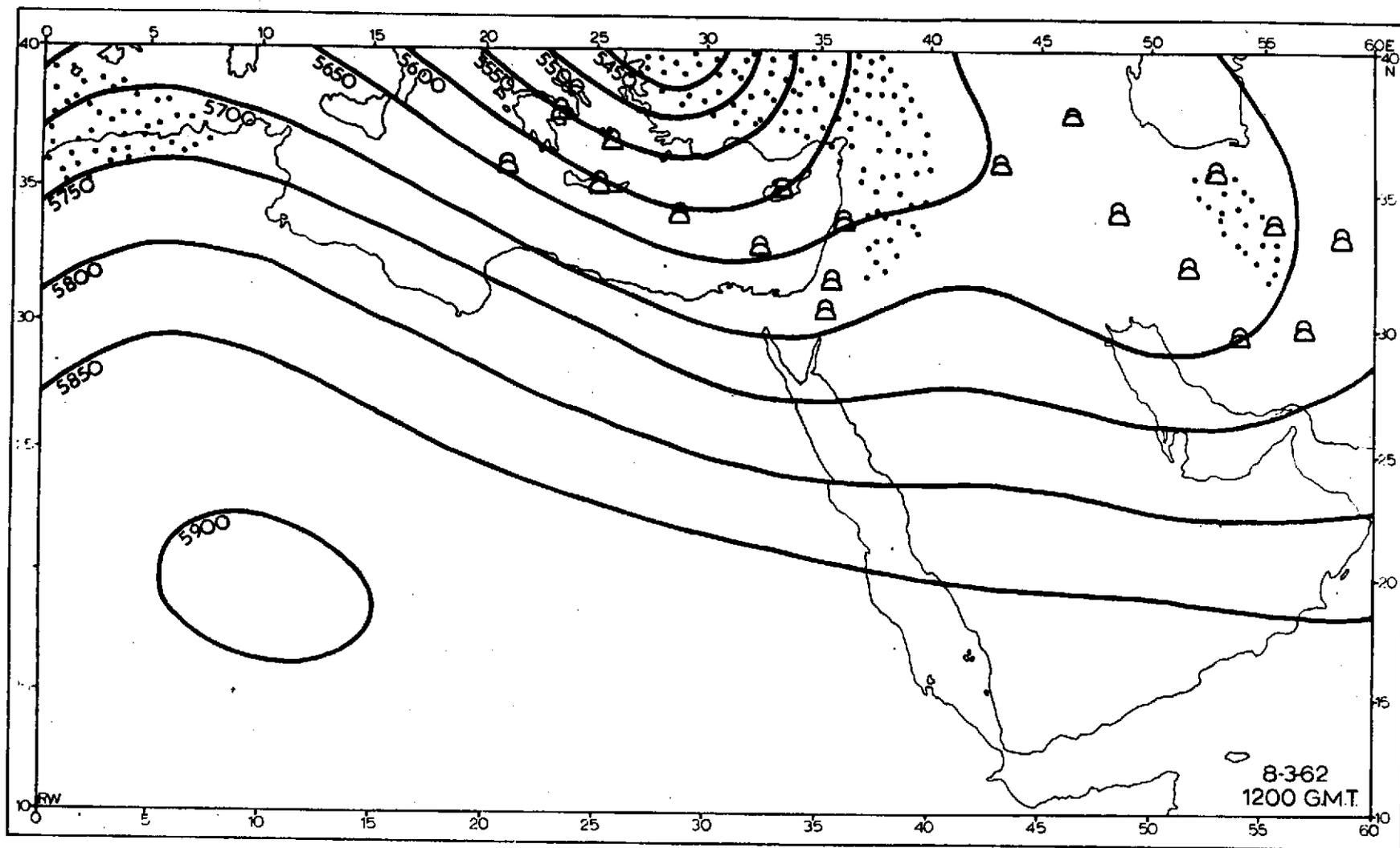


Figure 6 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 8 mars 1962

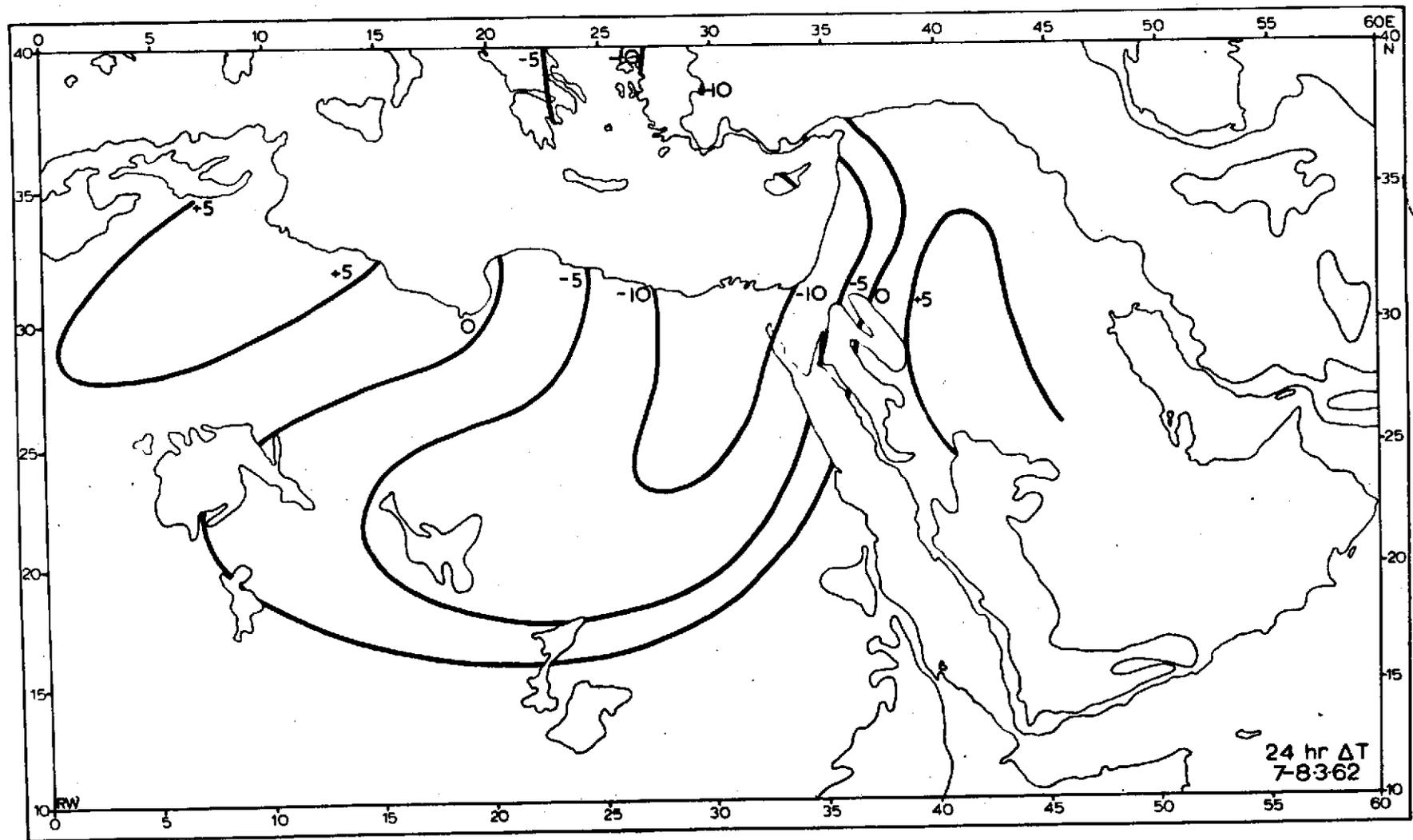


Figure 6 (o) : Analyse synoptique de 2400 GMT, 8 mars 1962

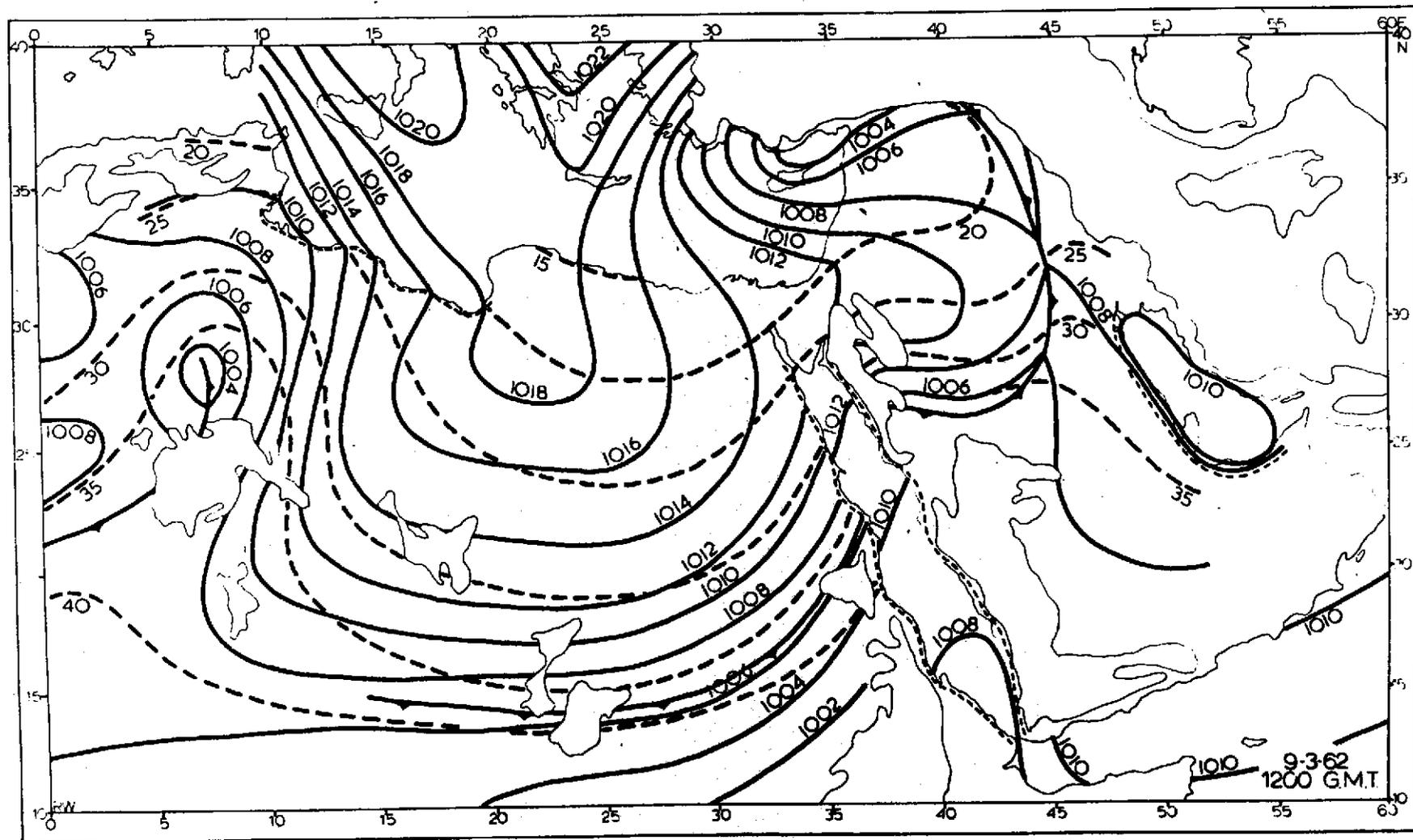


Figure 7 (a) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 9 mars 1962

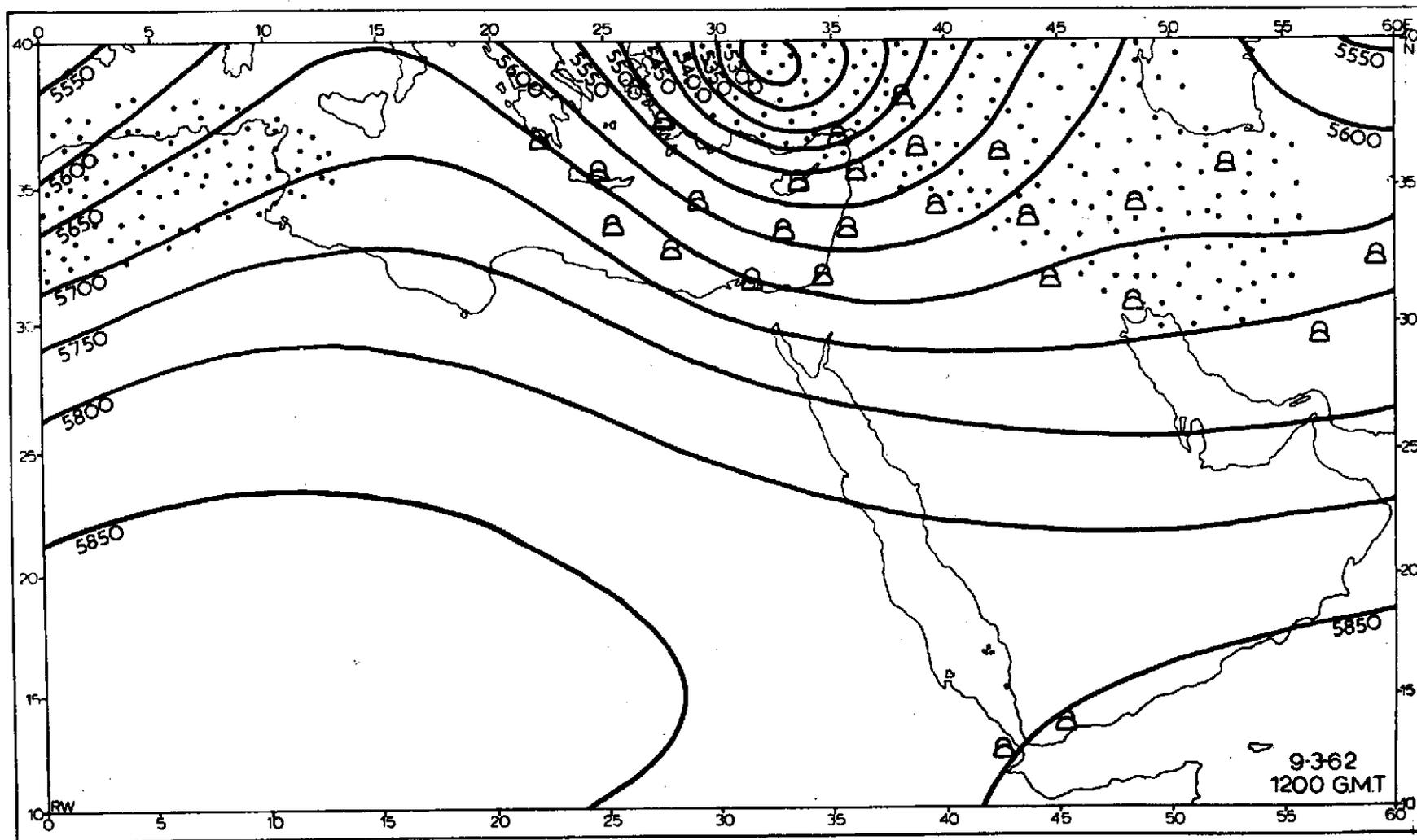


Figure 7 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 9 mars 1962

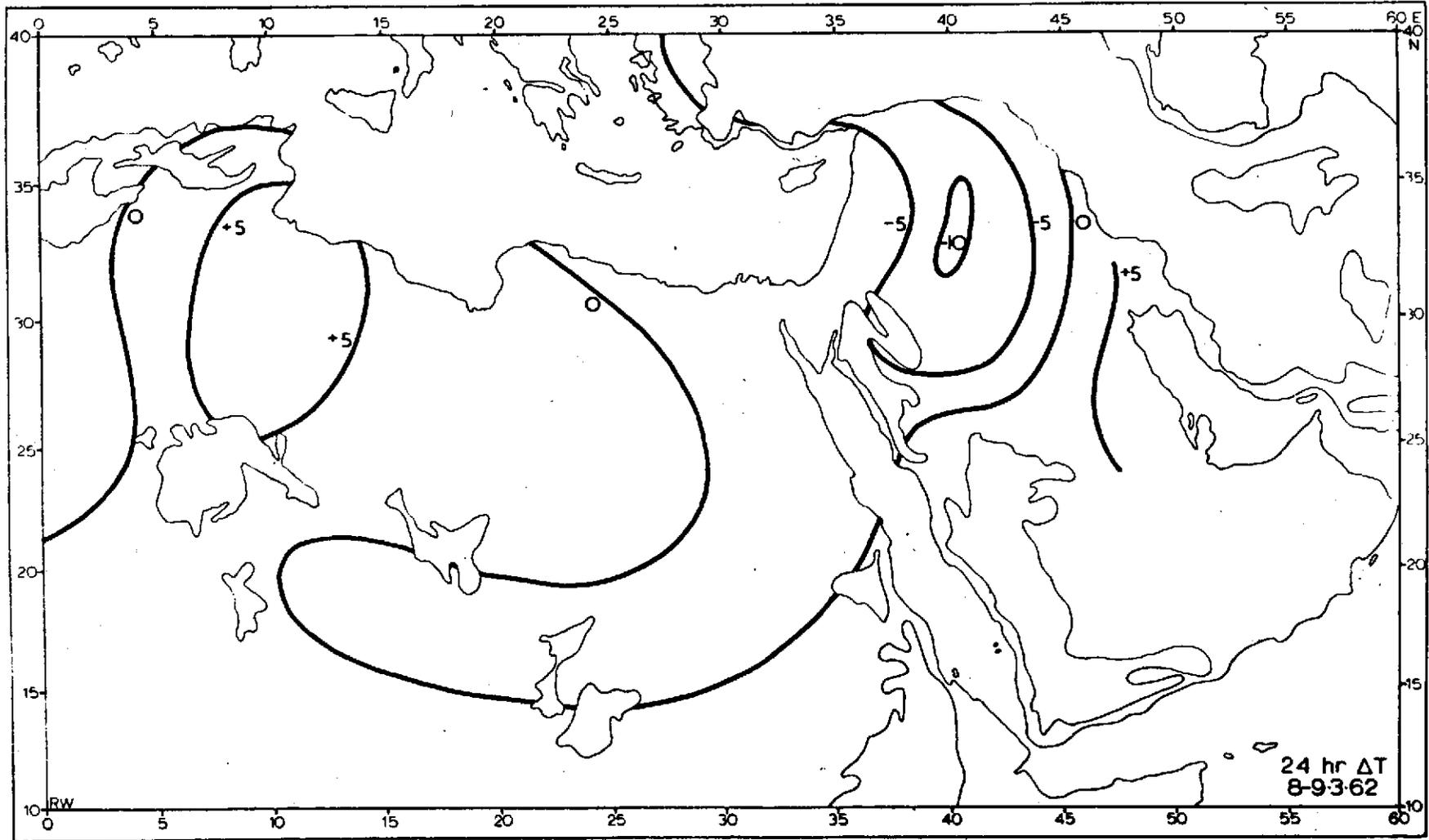


Figure 7 (c) : Analyse synoptique de 2400 GMT, 9 mars 1962

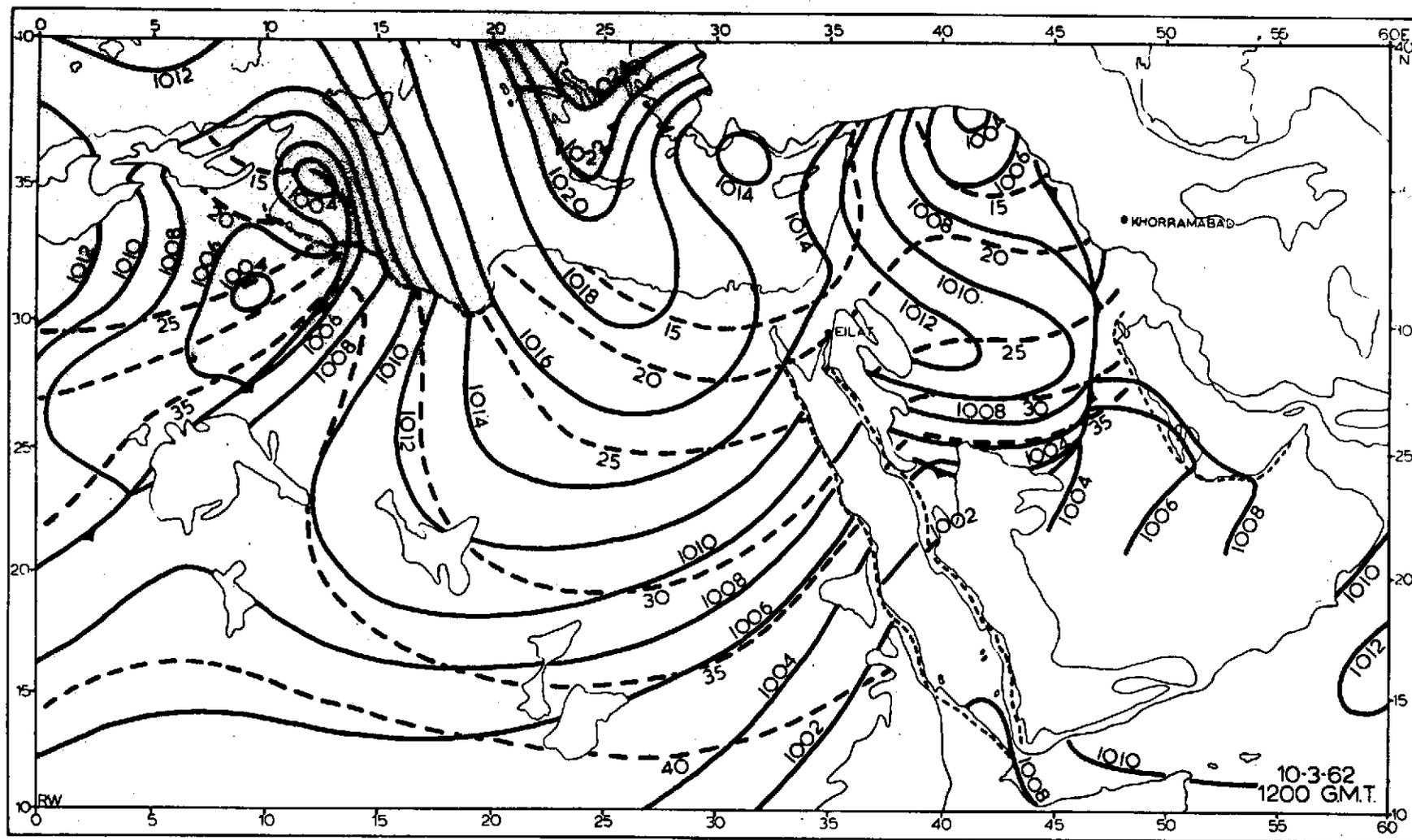


Figure 8 (a) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 10 mars 1962

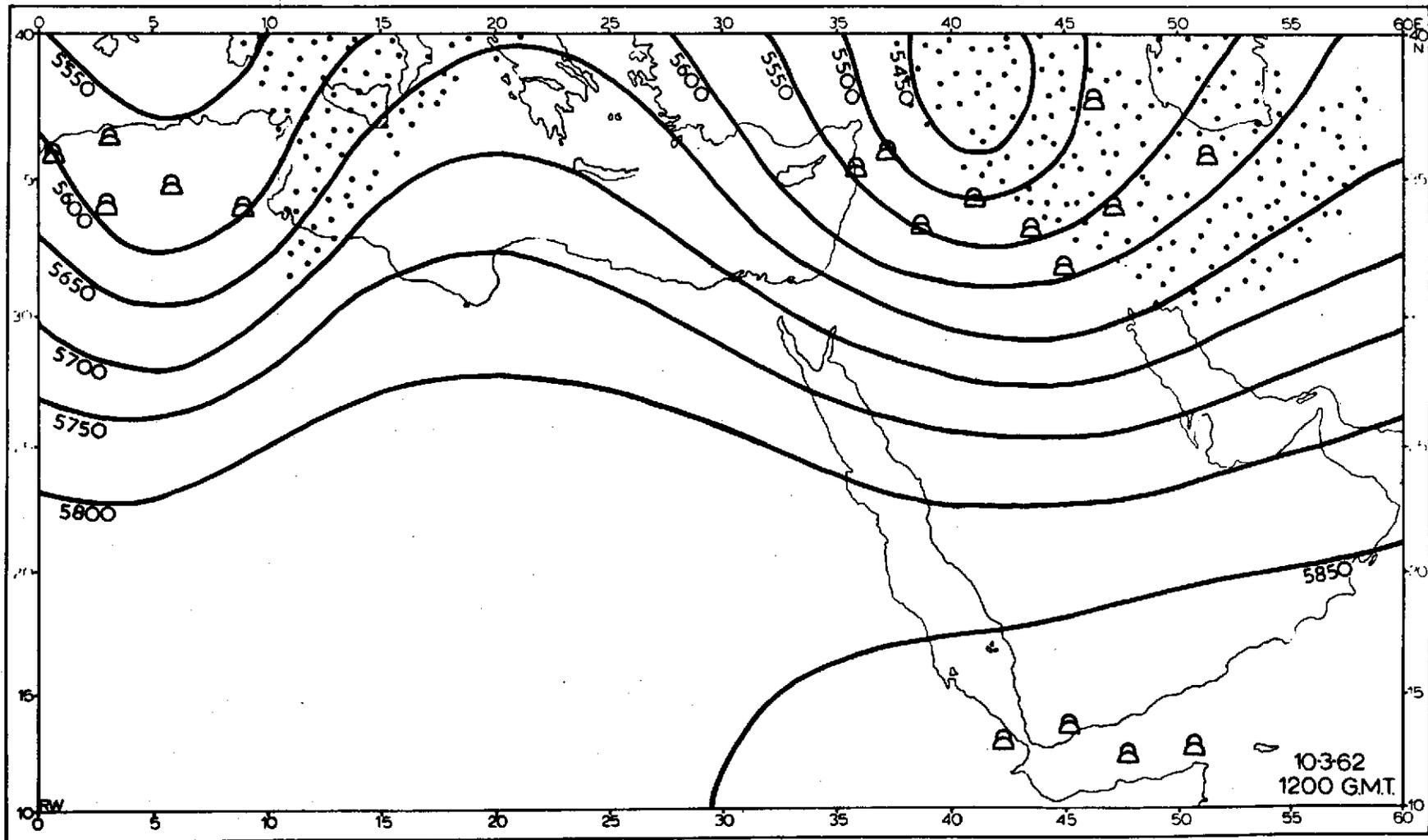


Figure 8 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 10 mars 1962

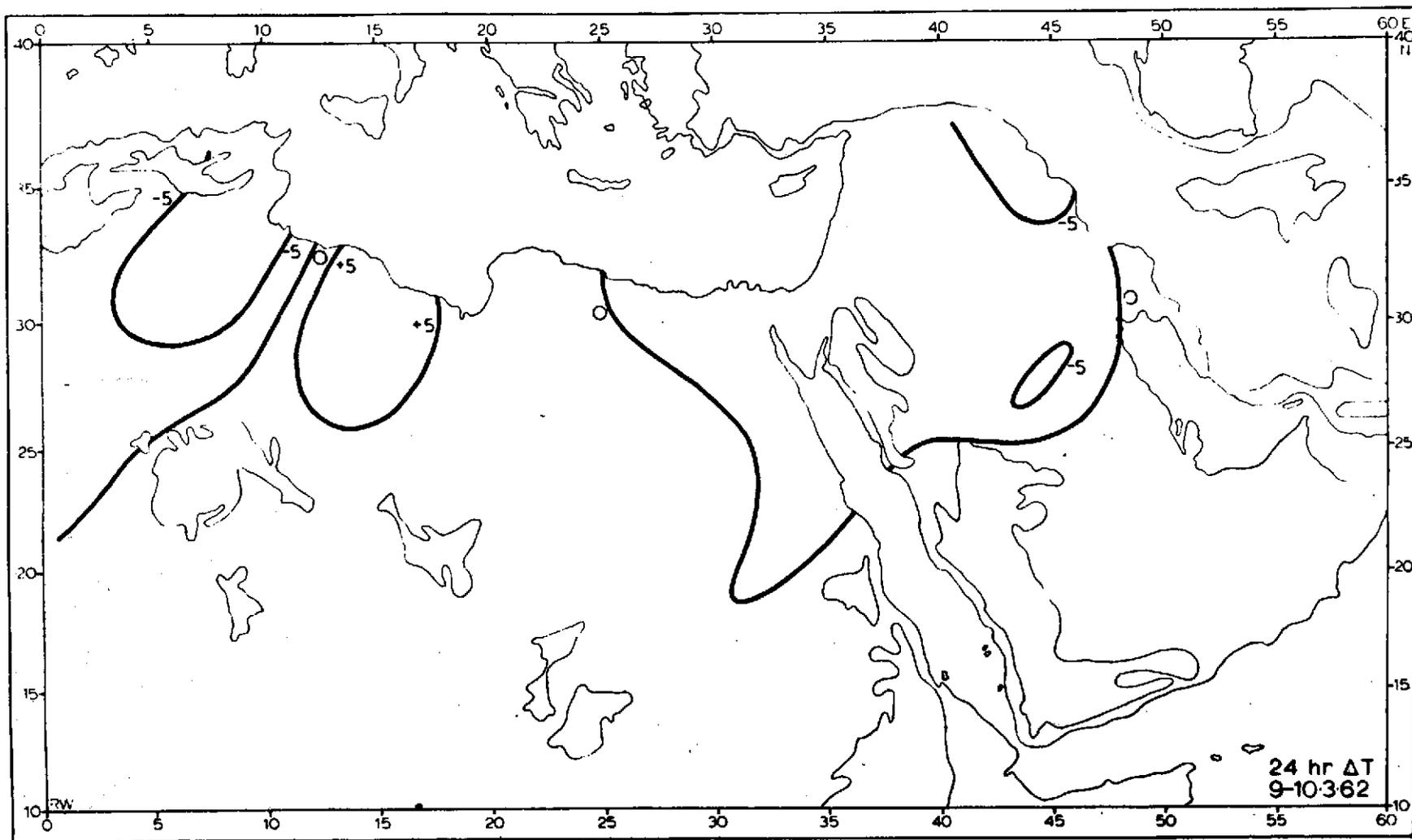


Figure 8 (c) : Analyse synoptique de 2400 GMT, 10 mars 1962

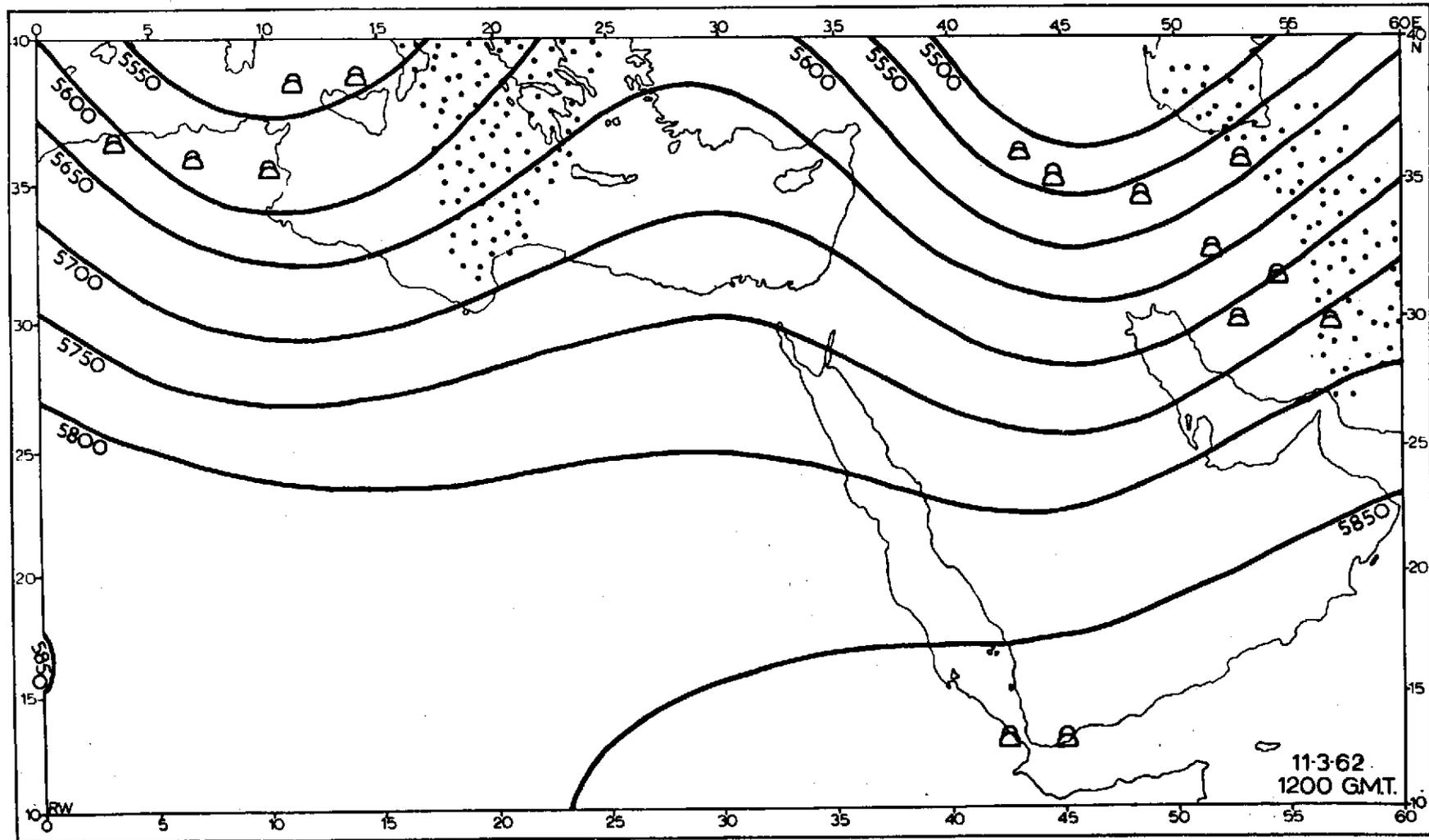


Figure 9 (b) : Analyse synoptique de 1200 GMT, 11 mars 1962

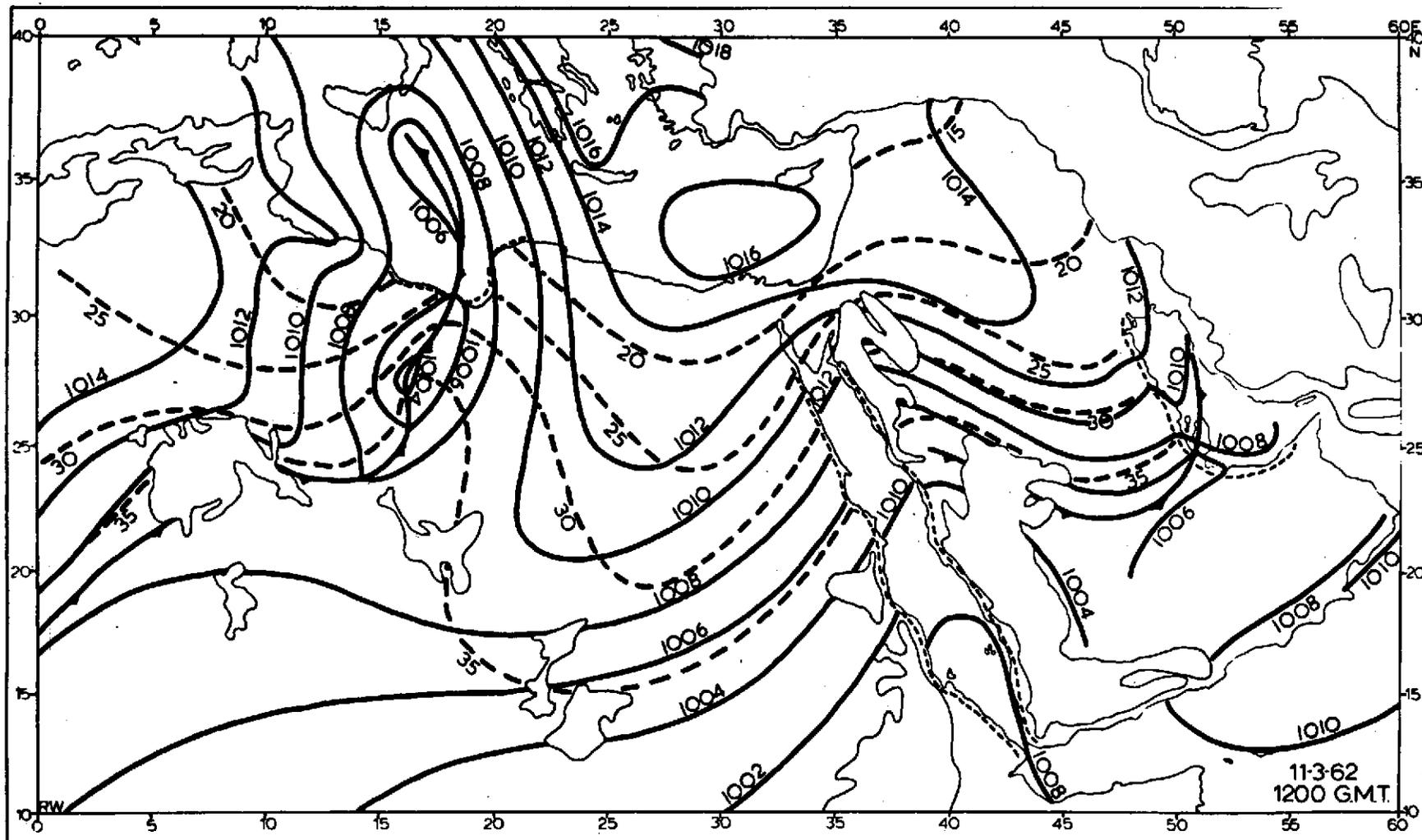


Figure 9 (a): Analyse synoptique de 1200 GMT, 11 mars 1962