

Les climats subtropicaux dits « méditerranéens » et les climats de la Méditerranée (1^{re} partie)

Marcel Leroux

Laboratoire de Climatologie, Risques Naturels, Environnement
Université Jean-Moulin-Lyon 3 – CNRS UMR 5600

A la limite entre zone tempérée et zone tropicale, dans les latitudes subtropicales (entre environ 40 et 30 °N et S) s'étendent des climats dits « méditerranéens », par référence au lieu de leur définition initiale, caractérisés par deux saisons bien tranchées: une saison fraîche (voire froide) et pluvieuse centrée sur l'hiver, et une saison chaude (voire très chaude) et non-pluvieuse (ou vraiment sèche) centrée sur l'été. Ce type de climat doit ses caractéristiques à la dynamique des AMP (Anticyclones Mobiles Polaires), responsables des pluies hivernales, et à leur agglutination en cellules anticycloniques (AA) qui à l'inverse amènent la stabilité et la non-pluviosité estivale. Ce climat de transition se rencontre aux latitudes subtropicales, de manière simple, en Californie, au Chili central, dans la région du Cap en Afrique du Sud, en Australie méridionale, et sur le versant atlantique de l'Ibérie et du Maroc. Les AMP trouvent en Méditerranée des conditions dynamiques particulières, les quatre entrées principales de l'air polaire étant déterminées par le relief. Après passage accéléré dans les défilés, les AMP se reforment sur la Méditerranée et deviennent devant eux vers le nord des flux de sud chauds et chargés d'un riche potentiel précipitable, les mêmes reliefs organisant alors la distribution des pluies, souvent violentes. La rencontre et l'affrontement des AMP de trajectoires différentes provoquent les vents forts, coups de vent et tempêtes, et les paroxysmes thermiques et pluviométriques qui caractérisent le climat méditerranéen.

Mots-clés : Méditerranée, climats méditerranéens, climat de transition, latitudes subtropicales, AMP (Anticyclones Mobiles Polaires), AA (Agglutinations Anticycloniques), non-pluviosité estivale, Californie, Chili central, région du Cap (Afrique du Sud), Australie méridionale, Ibérie et Maroc atlantiques.

At the boundary between temperate and tropical zones, in the subtropical latitudes (at about 40-30 ° N and S), spread the so-called « Mediterranean » climates, with reference to the area of their former definition. These climates are characterized by two well marked seasons: a cool (even cold) rainy season centered on winter, and a warm (even hot) and rainless (even really dry) season centered on summer. This type of climate owes its features to the dynamics of MPHs (Mobile Polar Highs), responsible for the wintry rains, and to their agglutination in anticyclonic cells (AA), inversely responsible for stability and lack of rain during summertime. This transitional climate is found, in the subtropical latitudes, and in a simple manner, over California, central Chile, Capetown region of South Africa, Southern Australia, and the Atlantic side of Iberia and Morocco. The Mediterranean offers to MPHs particular dynamic conditions, the four main entrances of polar air being determined by relief. After an accelerated passage through defiles, MPHs form again over the Mediterranean and deviate northwards on their leading edge warm southerly flows, laden with a rich precipitable potential, the same reliefs then organizing the distribution of rains, often violent. Junction and facing of the different MPHs paths provoke the high winds, gusts and storms, and thermal and pluviometric paroxysms, specific features of the mediterranean climate.

Key-words : The Mediterranean, Mediterranean climates, transitional climate, subtropical latitudes, MPHs (Mobile Polar Highs), AAs (Anticyclonic Agglutinations), rainless summer, California, central Chile, Cape region (South Africa), Southern Australia, Atlantic side of Iberia and Morocco.

«On appelle “méditerranéennes” les régions bordières de la mer Méditerranée» (les régions atlantiques de la péninsule ibérique et du Maroc situées à ces mêmes latitudes étant incluses), «et, par extension, les régions subtropicales de façade occidentale de continent ayant un climat comparable: Californie, Chili central, Province du Cap, Australie méridionale» (Demangeot, 1996, p. 239). Pour des raisons historiques évidentes ce type de climat a été reconnu sur le pourtour de la Méditerranée, et ses caractères ont été attribués à des régions situées bien loin de cette mer, tant la division de l'année en deux saisons bien marquées y impose des similitudes climatiques fortes.

Le climat méditerranéen se définit en effet d'abord par son régime pluviométrique: les pluies tombent pendant la période hivernale fraîche (ou froide), et l'été chaud (voire très chaud) est «sec». La «sécheresse» estivale, ou plus précisément la **non-pluviosité** de l'été (car ces régions peuvent être humides), est la caractéristique fondamentale du climat dit «méditerranéen» et de son éventuelle aridité saisonnière, et à la base de sa définition. Elle est associée à de longues phases de stabilité anticyclonique qui caractérisent principalement la période estivale. «Reste à expliquer cette relation constante en déterminant l'origine de ces hautes pressions» (Béthemont, 2000, p. 31). Établir la relation entre la non-pluviosité et la stabilité anticyclonique est donc la première démarche à effectuer.

ORIGINE DES HAUTES PRESSIONS DITES «SUBTROPICALES»

La pluviogenèse exige la réunion simultanée de trois conditions essentielles: 1) l'existence d'un potentiel précipitable et son renouvellement, 2) le déclenchement d'une ascendance qui provoque le refroidissement de l'air et la condensation de ce potentiel, et 3) une structure aérologique verticale qui ne contrarie pas, ou n'interdit pas, l'ascendance (Leroux, 1996a). La

qualité du potentiel précipitable dépend de la température, un air chaud pouvant contenir davantage de vapeur d'eau, qui représente certes un potentiel d'eau à précipiter mais aussi un potentiel d'énergie, conservée sous forme de chaleur latente, libérée lors du changement d'état. Par conséquent, si l'on considère les phénomènes *in situ*, les climats dits «méditerranéens» ne reçoivent pas de pluies au moment même où le potentiel (d'eau et d'énergie) est le plus riche (en été), mais en reçoivent par contre en hiver lorsque ce potentiel est le plus faible. Cette façon, schématique, d'aborder de façon statique un tel paradoxe physique est évidemment mauvaise puisqu'elle ne tient compte, ni de la dynamique des phénomènes déclenchant l'ascendance, ni des transferts de potentiel.

Le caractère anticyclonique est le plus contraignant: il contrarie les deux autres conditions de la pluviogenèse, en interdisant les ascendances par divergence interne (*i.e.* étalement et subsidence) et/ou par rejet des conditions pluviogènes sur les marges des anticyclones, et en créant des conditions structurales défavorables à l'utilisation du potentiel précipitable, la stratification aérologique ainsi créée étant alors stérilisante. Ce caractère anticyclonique se manifeste principalement par les *centres d'action* (statistiques) appelés «hautes pressions subtropicales», dont l'origine est encore controversée, les écoles de pensée successives ayant fourni conceptions et définitions, souvent encore juxtaposées ou superposées, sans avoir suscité encore pour l'instant de remise en question fondamentale.

Le mythe de la «subsidence»...

Les hautes pressions observées en surface aux latitudes subtropicales sont généralement attribuées à des mouvements subsidents permanents, associés à la «branche descendante des cellules de Hadley», situés au-dessus des latitudes 30° nord et sud: «c'est là qu'ont lieu des subsidences et que s'établissent par conséquent

les ceintures désertiques» (Sadourny, 1994). Ainsi s'exprime le «dogme», repris sans discernement par les géographes: «Au niveau des tropiques, les mouvements verticaux sont subsidents; dans les basses couches, l'air, sec et chaud, est donc comprimé; c'est le domaine des hautes pressions subtropicales» (Beltrando et Chémery, 1995). Mais ce principe plus que séculaire est – foncièrement – erroné. Ces mouvements subsidents, la compression provoquant un réchauffement, ne peuvent en effet expliquer, ni les valeurs atteintes par la pression de surface (l'air chaud étant léger), ni l'humidité souvent élevée, ni la température qui devrait être constamment chaude, alors que de basses températures (parfois négatives) sont souvent observées dans ces hautes pressions. Ces mouvements verticaux, lents, ne peuvent non plus expliquer, ni les brusques changements de temps aux latitudes considérées, ni la vigueur de la circulation méridienne de basses couches et en particulier celle des alizés issus de ces hautes pressions, ni leurs variations de vitesse et notamment leurs accélérations brutales, à toutes échelles de temps. La subsidence est réelle, mais elle est de faible puissance, et compte tenu de la masse considérable qui transite à travers ces cellules anticycloniques pour alimenter la circulation tropicale, des mouvements descendants très puissants et très rapides (et d'autant plus chauds) seraient nécessaires, mais de telles intensités ne sont pas observées. Précisons dès à présent que ces mouvements ne peuvent pas atteindre le niveau surface (Leroux, 1992, 1995b, 1996a, 2000).

La disposition géographique des hautes pressions invalide encore l'hypothèse de l'alimentation d'altitude. Selon cette hypothèse une **ceinture** zonale continue devrait en permanence exister vers 30° de latitude (en moyenne) dans chaque hémisphère. Mais à «la latitude de la subsidence» on observe plutôt des **cellules** anticycloniques individualisées (et décentrées: sur l'est des

océans, et donc le long des littoraux occidentaux, où s'observent les pressions les plus élevées). Chacune de ces cellules comporte des façades aux effets climatiques opposés: on rencontre alors à cette latitude aussi bien le Sahara et/ou l'archipel du Cap-Vert, que les Antilles et/ou le Yucatan. La notion de «bord subsident oriental» (Pagney, 1994) des cellules, proposée pour rendre compte de ces particularités climatiques, n'explique pas pourquoi dans l'atmosphère libre, et donc sans raison physique apparente, la subsidence devrait se concentrer sur des longitudes «privilégiées» (il n'y a pas non plus de *bord non subsident* tout aussi mystérieux!).

Le «mythe» de la relation avec les températures marines...

La localisation préférentielle des cellules de hautes pressions sur les océans (mais il en existe aussi sur les continents, ce qui limite d'emblée la portée de cette «relation»), a incité à établir une relation avec les températures marines. Sur les façades orientales des océans subtropicaux s'écoulent des courants marins superficiels froids (impulsés par les courants aériens en direction de l'équateur), et la circulation d'alizé provoque des remontées d'eaux profondes froides (*upwelling*) à proximité de la côte. La non-pluviosité littorale est ainsi souvent associée aux températures réputées «froides» de l'eau de mer (mais les pluies se produisent en hiver au moment même où ces températures sont les plus basses!). Cette présumée «relation» contient sa propre négation: si la subsidence était renforcée sur l'est des océans par refroidissement à la base, on devrait alors y rencontrer (sous l'effet de la compression) des températures élevées (c'est-à-dire l'inverse de la réalité observée... et de la «relation» proposée). Cette hypothèse est d'ailleurs immédiatement invalidée au-dessus de la Méditerranée aux eaux chaudes, surtout en été, saison pendant laquelle, précisément, il ne pleut pas...

La «personnification» des hautes pressions

Le déplacement constant observé à l'intérieur des cellules anticycloniques (traduit par des «ondes de pression»), sur l'océan comme sur les continents, d'ouest en est à ces latitudes, et les modifications de puissance, d'étendue et de position en latitude et longitude des hautes pressions, sont également diversement interprétées. On considère souvent ces centres d'action comme des entités indépendantes (notamment en France avec le fameux «anticyclone des Açores», le responsable du temps), comme de véritables «personnages météorologiques», capables de «se gonfler», ou de «se rétracter»... laissant ou ne laissant pas passer le mauvais temps... personnification qui assimile l'explication du temps à de «l'animisme météorologique» (Leroux, 1992). Pour Gentilli (1971), la grande mobilité observée dans l'hémisphère sud, notamment en Australie, s'expliquerait ainsi: «l'air subsident qui engendre la ceinture de hautes pressions et la divergence tropicale est subdivisé, à cause de l'effet Coriolis, en une série d'anticyclones migrateurs», hypothèse qui expliquerait peut-être la division en cellules mais pas la migration, et qui ne pourrait s'appliquer qu'à des anticyclones chauds...

En résumé, la multiplicité des hypothèses, et les nombreuses ambiguïtés soulignent que l'origine réelle des «hautes pressions subtropicales» n'est pas vraiment connue par les théories classiques actuellement en usage. La vision «statistique» des phénomènes, héritée de l'école «climatologique» de la fin du XIX^e siècle, ne pose plus la question – essentielle – de savoir «de quoi» sont réellement «faits» ces centres d'action anticycloniques, initialement définis à partir de moyennes de pression. La réalité physique – mouvante – dissimulée derrière ces moyennes n'est pas clairement identifiée. La confusion est permanente, depuis un siècle, entre les

échelles de temps, qui interdisent logiquement de se référer à un individu isobare «statistique» (défini par des moyennes), pour décrire des phénomènes de l'échelle synoptique (échelle instantanée) à laquelle, par définition, un individu ainsi identifié n'existe pas... Mais c'est précisément à cette échelle synoptique (celle du temps réel) que se produisent les précipitations.

L'origine des «hautes pressions subtropicales» s'inscrit dans la dynamique des échanges méridiens réalisés par les AMP, Anticyclones Mobiles Polaires, issus des hautes latitudes et se dirigeant vers la zone tropicale.

TRANSPORT MÉRIDIEN PAR LES AMP ET FORMATION DES AGGLUTINATIONS ANTICYCLONIQUES (AA)

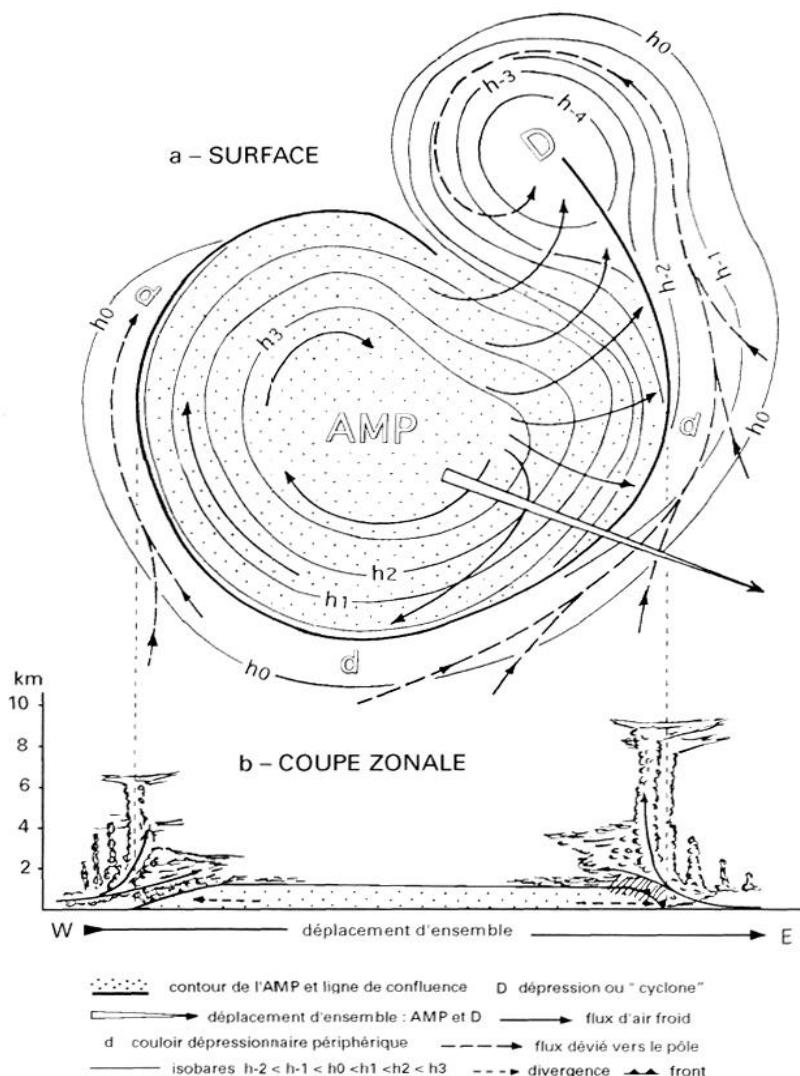
Les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP)

Les échanges méridiens sont commandés à partir des pôles par les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP), formés par le déficit thermique au-dessus de l'Arctique et de l'Antarctique, qui provoquent en retour un transfert d'air chaud vers les hautes latitudes. Les AMP (Leroux, 1983, 1996a) effectuent le transport méridien en masse de l'air froid à travers les zones tempérées en direction de la zone tropicale. Vastes lentilles de 2 à 3000 km de diamètre, mais pelliculaires (1500 à 1000 mètres d'épaisseur moyenne), ils sont formés d'air dense (par rapport aux flux environnants), froids de manière absolue (au départ), notamment en hiver, ou de manière relative (en cours de trajectoire par rapport aux AMP précédents et/ou aux flux environnants déjà réchauffés). Les anticyclones mobiles sont les vecteurs de l'air froid, mais, et c'est fondamental, ils organisent aussi en sens inverse le transfert de l'air chaud. Ils imposent leur propre champ de pression en formant avec les flux (moins denses) qu'ils dévient vers les

hautes latitudes un vortex dipôle comprenant (fig. 1): 1) l'AMP proprement dit aux pressions élevées où la rotation est anticyclonique, 2) le couloir dépressionnaire périphérique créé par le soulèvement des flux environnants plus «chauds», flux déviés dans le sens cyclonique, vers la dépression fermée («cyclone») où les ascendances sont maximales et les pressions les plus basses. Les mouvements ascendants provoqués sur son pourtour par l'AMP organisent la distribution des formations nuageuses et des précipitations, notamment sur sa face avant caractérisée par un front plus actif (tant que les ascendances ne sont pas contrariées). Les AMP sont plus froids, plus puissants, plus fré-

quents, plus épais, plus rapides et plus actifs en hiver: sous nos latitudes le «mauvais temps» est ainsi associé au «froid», le moteur des perturbations étant l'AMP. Chaque AMP organisant sa propre perturbation en fonction de ses capacités individuelles et des potentialités qui lui sont offertes par les flux environnants, la notion de «front polaire» («ligne continue entre air polaire et air tropical», qui date des années 1920) n'est donc qu'une fiction, et il n'y a pas davantage de «front arctique»,... ni *a fortiori* de «front méditerranéen» (Pagney, 1994), qui serait «généré par le contact entre l'air polaire et l'air plus tiède de la Méditerranée» (Beltrando et Chémery, 1995)!

Fig. 1 : Anticyclone Mobile Polaire (AMP) et coupe verticale zonale (exemple de l'hémisphère nord)



Déplacement des AMP et interférence avec le relief

Le déplacement des AMP se réalise d'ouest en est, avec une composante méridienne variable, plus accusée vers les Tropiques en hiver, la trajectoire étant plus zonale en été. Les vitesses sont également variables, notamment en fonction de la saison, le déplacement le plus rapide se produisant en hiver, mais le dynamisme est aussi fonction de chaque AMP. La pression qu'ils exercent sur les eaux marines superficielles impulse des courants marins «froids» vers la zone tropicale, et organise les grands «gyres» océaniques, tandis qu'à proximité des littoraux des remontées d'eaux profondes (upwelling) abaissent la température des eaux de surface. La rugosité du substratum, notamment continental, ralentit les basses couches, mais n'interdit pas la translation des AMP. En revanche l'air froid, donc dense, ne pouvant s'élever la rencontre d'un relief se traduit de diverses manières en fonction de son altitude et de l'épaisseur des AMP.

Le relief freine, dévie, canalise, bloque le déplacement de l'air polaire et peut constituer une barrière incontournable, d'orientation méridienne comme les Rocheuses, ou les Andes, ou d'orientation zonale comme la ligne continue de hauteurs qui va de la Chaîne Pontique-Caucase jusqu'à l'Himalaya-Tibet en interdisant tout écoulement méridien direct vers les Tropiques. En raison de la faible épaisseur des AMP (qui décroît en direction des Tropiques) une telle vigueur orographique n'est pas indispensable. L'alignement Cantabriques-Pyrénées, de direction zonale, écarte l'air polaire vers l'Atlantique et/ou vers la Méditerranée occidentale, tandis que la Meseta et les sierras placent l'essentiel de l'Ibérie au-dessus de la masse principale des AMP, notamment en été. De la même façon le Grand Escarpement qui cerne le plateau sud-africain, d'une altitude d'environ 1500-2000 m (nette-

ment supérieure à l'épaisseur des AMP à cette latitude, inférieure à 1000 m), scinde les AMP australs, canalise une grande partie de la masse transportée vers l'Atlantique au pied de l'Escarpe-ment namibio-angolais, tandis que la partie restante des AMP se dirige vers le Canal du Mozambique.

Les Agglutinations Anticycloniques (AA)

Le déplacement des AMP et leur ralentissement progressif en direction des Tropiques, l'emboîtement qui résulte de leurs différences de vitesse (un AMP plus rapide rattrapant le précédent), la rencontre des continents et de leurs reliefs et les conséquences sur l'écoulement en masse: télescopage, emboîtement, blocage, et compression, forment des Agglutinations Anticycloniques (AA) constamment alimentées par les AMP (fig. 2). Les Agglutinations Anticycloniques océaniques («statistiques»), dites «des Açores», «de Sainte-Hélène», «des Hawaï», «de Pâques», et «des Mascareignes», sont ainsi localisées sur la façade orientale des océans, à la rencontre avec les continents. Le relief australien étant modeste, notamment les Alpes australiennes et le Great Dividing Range peu vigoureux, la cellule de l'Océan Indien est comparativement moins bien individualisée. Celle du Pacifique austral est par contre idéalement représentative: la Cordillère des Andes, présente dès 50 °S, ne se contente pas de former un barrage infranchissable dès 40 °S, mais elle s'incurve encore vers l'ouest au niveau du Pérou, en accroissant la compression et en freinant encore davantage l'écoulement vers le nord. Les Andes et les Rocheuses arrêtent tout déplacement vers l'est à l'intérieur des agglutinations dont l'air est canalisé en direction de l'Équateur. Sur l'Atlantique nord par contre le barrage est moins (immédiatement) efficace en raison des possibilités d'écoulement, au nord des Alpes vers l'Europe centrale, vers la Méditerranée occidentale, et sur l'Afrique au sud de la barrière de

l'Atlas notamment en période hivernale lorsque les trajectoires des AMP sont plus méridionales.

Structure aérologique verticale et inversion d'alizé (I.al)

Au cours de leur déplacement les AMP sont, à la fois mais tour à tour, responsables du temps perturbé pluviogène, puis de la stabilité anticyclonique. La face avant de l'AMP soulève les flux environnants moins denses et provoque le long de la surface de confrontation ainsi créée (front) une bande de formations nuageuses plus ou moins développées qui déversent des précipitations (fig. 1). La non-pluviosité est en revanche associée à la compression et à la stabilité anticyclonique. Lors de la rencontre avec un autre AMP ou lors de la pénétration dans une Agglutination Anticyclonique déjà formée (fig. 2), un couloir dépressionnaire peut se maintenir ouvert sur la face avant d'un AMP plus dense et/ou plus dynamique, particulièrement en période hivernale : les pluies se produisent encore, faibles, puis diminuent. Au fur et à mesure de l'intégration d'un AMP dans celui qui précède, puis dans l'agglutination des AMP antérieurs (c'est-à-dire partis avant), la dépression périphérique se réduit, puis se comble, la circulation cyclonique sur la face avant de l'AMP intrusif se tarit progressivement, les ascendances et les chances de pluie s'atténuent et disparaissent. Dans un champ de pressions élevées ne subsiste alors, uniquement, que la rotation anticyclonique : c'est le début de la circulation d'alizé, chaque AMP nouveau provoquant une accélération nouvelle et une ligne de pulsation dans la circulation tropicale naissante. Les précipitations sont impossibles dans l'agglutination en raison de l'absence de facteur dynamique déclenchant l'ascendance, l'éventuel potentiel précipitable, disponible dans les basses couches en milieu océanique, ne pouvant être condensé par soulèvement. La stabilité anticyclonique et la divergence (étalement) dans les basses couches sont déjà des facteurs

stérilisants suffisants. Mais la subsidence dans les couches supérieures (en moyenne vers les latitudes 30° N et S) qui coiffe l'Agglutination Anticyclonique de basses couches (mouvements subsidents qui n'atteignent donc pas la surface, sauf lorsque le sol va à leur rencontre, dans les régions élevées, au-dessus de la strate inférieure), et la stratification aérologique qui en résulte entre les couches d'origines et de caractères différents, constituent des facteurs supplémentaires pour stériliser toute velléité d'ascendance dans le flux de basses couches. Un niveau d'inversion apparaît alors, vers 800-1000 m en moyenne, entre l'air extratropical amené par les AMP, frais et ici humide, et l'air tropical subsident, chaud et sec (fig. 2b). C'est l'*inversion d'alizé (I.al)*, discontinuité horizontale à l'intérieur de l'alizé, qui accompagne ce flux dès sa naissance dans l'AA et qui est alors (alizé de type 1 ; Leroux, 1983) particulièrement stérilisante puisqu'elle interdit tout développement vertical des nuages, les réduisant à des formations stratifiées de basses couches (souvent étalées en «mer de nuages» formée de stratus sous le niveau d'inversion). Cette inversion est par ailleurs un facteur de concentration de la pollution au-dessus des villes «méditerranéennes» en été (comme Athènes, Fos-sur-mer, Los Angeles et bien d'autres), où l'intensité du rayonnement UV entraîne en outre la recomposition des polluants et notamment la fabrication d'ozone.

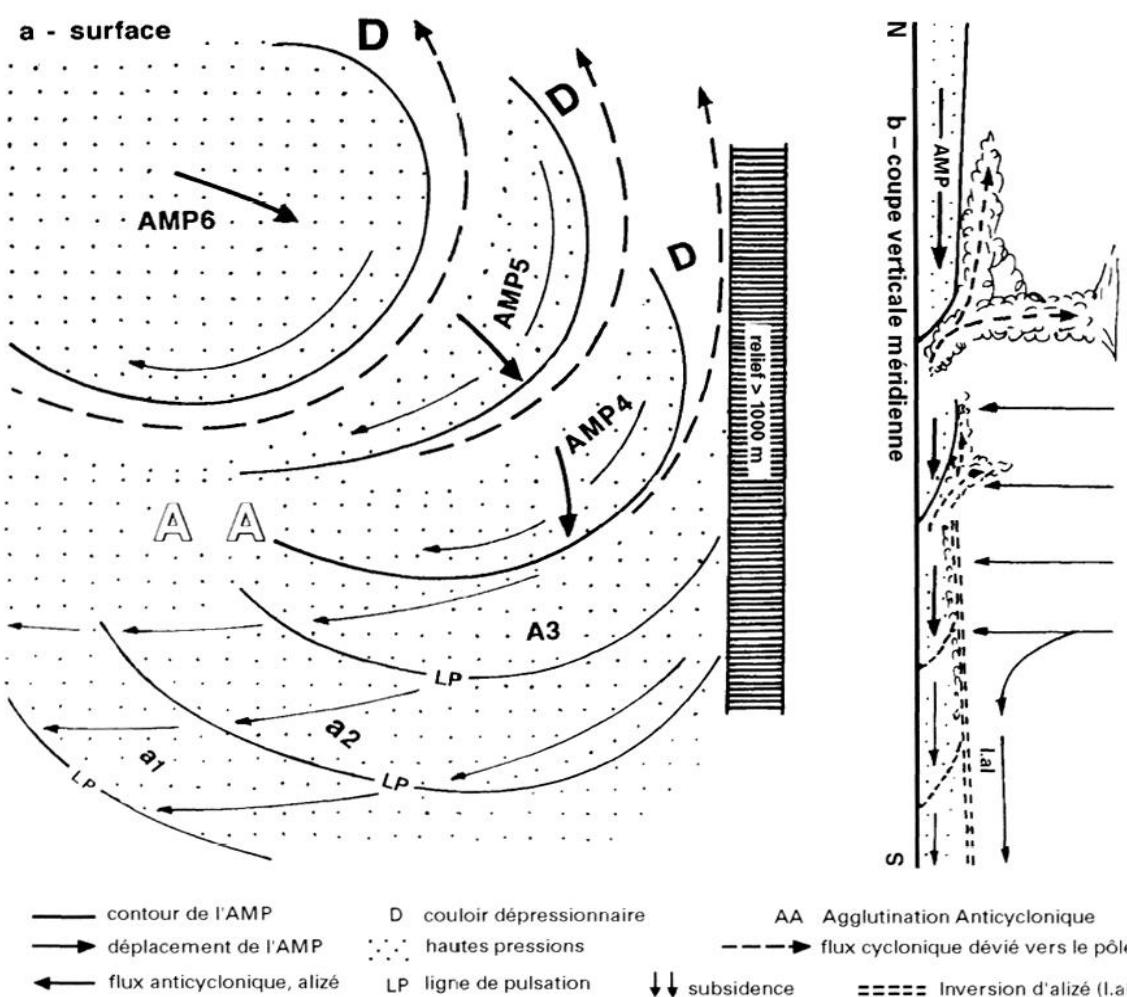
Dans le même temps le caractère anticyclonique, lorsque brouillards côtiers de rayonnement et formations nuageuses de basses couches ne l'interdisent pas, notamment lors de la pénétration vers l'intérieur des terres (favorisée par les brises marines), autorise la forte insolation et l'élévation diurne des températures, la hausse de pression contribuant elle-même fortement à accélérer le réchauffement de l'air par une meilleure conduction moléculaire. Il fait donc chaud voire très chaud, l'évaporation est intense, l'humidité relative chute rapide-

ment aux heures chaudes de la journée (la végétation s'adaptant à ces conditions arides), le flux de basses couches est turbulent, mais même lorsque l'humidité spécifique est élevée (au-dessus des surfaces marines où le potentiel précipitable est riche)... il ne peut pas – physiquement – pleuvoir. Les éventuelles formations nuageuses sont écrasées, cisaillées, évaporées, limitées dans le meilleur des cas à une faible épaisseur de stratus. Sauf intervention d'un AMP plus puissant, capable d'ouvrir sur sa face avant un couloir dépressionnaire et de provoquer des ascendances: il peut alors libérer une énergie considérable accumulée dans les basses couches.

Migration en latitude et problèmes de limites climatiques

Les agglutinations anticycloniques (AA) « migrent » en latitude au cours de l'année, se décalant vers la zone tropicale en hiver, et vers la zone tempérée en été. Cette « migration » n'est bien entendu qu'apparente: – En hiver le dynamisme accru des AMP plus puissants et plus épais déplace leur trajectoire vers les Tropiques, les précipitations frontales sur la face avant des AMP pénètrent plus profondément dans les latitudes subtropicales, et les AA se forment à une latitude plus basse. – En été en revanche la puissance des AMP est

Fig. 2 : Formation d'une Agglutination Anticyclonique (AA) et stratification aérologique (Inversion d'alizé, I.al). a) surface, b) coupe verticale méridienne (exemple de l'hémisphère nord)



réduite, leur épaisseur est moindre, leur trajectoire moins méridienne éloigne la formation des AA des Tropiques (AA qui «remontent» ainsi vers les zones tempérées), et impose alors la non-pluviosité au-dessus des mêmes latitudes. Ce «balancement» saisonnier, qui divise l'année en deux périodes bien distinctes: une saison hivernale froide à fraîche, pluvieuse avec une circulation rapide, et une saison estivale chaude, non-pluvieuse avec une circulation lente, est ainsi à l'origine des climats subtropicaux dits «méditerranéens». On les observe, dans leur forme la plus simple en dehors de la Méditerranée, car ce type de climat ne doit rien à la Méditerranée elle-même, si ce n'est l'antériorité historique de leur définition. Ils correspondent plus précisément à la transition, fluctuante, aux latitudes subtropicales, entre d'une part, les phénomènes polaires qui s'atténuent progressivement: pluies liées aux AMP, et d'autre part, les phénomènes tropicaux qui apparaissent: non-pluviosité liée à la stratification aérologique d'une AA, située à la source de la circulation tropicale sous l'inversion d'alizé.

Tout étant mobile, se pose alors le problème des limites climatiques: ces climats de transition n'ont pas de limite nette, ni sur le plan thermique, le gel étant possible en hiver comme la canicule en été, ni sur le plan pluviométrique puisque l'on passe de la pluie au désert. Ainsi que le souligne Béthemont (2000) «les espaces de transition sont, par définition, des espaces instables, et l'instabilité climatique fait ici figure de constante». Des critères physiognomiques ont donc été choisis, thermiques, pluviométriques, hygrométriques, des seuils ont été retenus, des indices ont été calculés (par De Martonne, Emberger, Birot, Gausson et Bagnouls, Péguy, etc., pour ne citer que des géographes franco-phones), qui recouvrent des réalités climatiques bien différentes et des paysages très divers. Nous retenons sur nos figures comme début approximatif du type méditerranéen le critère pluviométrique:

au moins deux à trois mois de récession pluviométrique bien marquée, en été, centrés sur juillet-août, ou janvier-février. Sur le pourtour de la Méditerranée nous adoptons la distinction retenue par Béthemont (2000) d'un climat méditerranéen typique avec une saison non-pluvieuse comprise entre 40 et 150, voire 200 jours, critère repris et simplifié de Gausson (fig. 6, p. 30, *op. cit.*).

Nous nous attachons surtout ici à individualiser ce qui fait l'unité génétique de ces climats «méditerranéens» (plutôt que leur diversité de caractères), chacun d'entre eux se singularisant ensuite en fonction de facteurs géographiques particuliers, notamment sur les bords de la Méditerranée.

LES CLIMATS SUBTROPICAUX OCCIDENTAUX, DITS «MÉDITERRANÉENS» (EN DEHORS DE LA MÉDITERRANÉE)

Ces climats sont situés dans les latitudes subtropicales, entre environ 40 et 30 degrés N et S, sur la façade occidentale des continents, à la limite de l'efficacité pluviométrique des AMP, dans la zone de formation des AA océaniques, et en été à la source de la circulation tropicale, sous l'inversion d'alizé. Leur année est subdivisée en deux saisons bien tranchées, une saison hivernale fraîche et pluvieuse, et une saison estivale chaude et non-pluvieuse. Leurs limites sont floues en latitude, mais souvent plus nettes vers l'intérieur des terres, lorsque la vigueur du relief les limite à un liseré côtier. Leur situation littorale leur assure, d'une part une humidité relative constamment élevée, la pression plus forte sur la côte favorisant la pénétration profonde vers l'intérieur de la brise marine, vectrice de cette humidité, et d'autre part des températures généralement modérées, notamment à proximité du rivage près duquel se déplacent des courants marins froids et remontent des eaux profondes également froides (*upwelling*), le contact entraînant des brouillards de rayonnement superficiels, et le dépôt d'une rosée abondante. Vers l'intérieur

l'inversion subsiste (elle est génétique) mais les contrastes entre les strates sont atténués, les nuages sont moins denses, l'insolation est plus forte, et la température augmente ainsi que les amplitudes thermiques tandis que décroît l'humidité relative.

La Californie

Les AMP venant, soit de l'Asie à travers le Pacifique, soit plus directement de l'Arctique par le détroit de Béring, provoquent sur leur face avant les précipitations alimentées par la circulation cyclonique de sud, accélérée dans le couloir dépressionnaire entre l'AMP et le relief méridien des Rocheuses. Cette remontée de sud creuse la dépression dynamique dite des Aléoutiennes et impulse vers le nord le courant (chaud) d'Alaska. Puis les AMP rencontrent les Rocheuses et s'agglutinent formant l'AA dite des Hawaii, la rotation anticyclonique entraînant alors le courant (froid) de Californie vers le sud (fig. 3). En hiver les pluies peuvent encore dépasser San Diego pendant trois à quatre mois (tab. 1), mais l'inversion d'alizé impose plus au sud la non-pluviosité sur le Sonora ou sur le désert humide de Vizcaino (Basse

Californie centrale). En été l'AA recouvre l'essentiel de la Californie, la station limitrophe de Medford dans l'Oregon connaissant encore trois mois sans pluie, tandis que le sud de la Californie mexicaine est alors atteint par l'Équateur Météorologique et les pluies de la mousson panaméenne (Leroux, 1996a). Les températures sont en été relativement fraîches, notamment à proximité du littoral, où l'humidité relative est élevée comme à San Francisco (comprise toute l'année entre 70 et 80 %), qui connaît alors des brumes et des brouillards tenaces (formés au-dessus des eaux marines froides). La température augmente fortement dans les parties basses de l'intérieur comme à Sacramento, ainsi que l'amplitude thermique (double de celle de la côte), en liaison avec la baisse de l'humidité relative. Les températures hivernales sont modérées mais les coups de froid et les périodes de gel ne sont pas rares, ni les inondations brutales lors de l'intervention d'AMP puissants (les *California northers*), descendant directement de l'Arctique et faisant alors sauter le couvercle de l'inversion

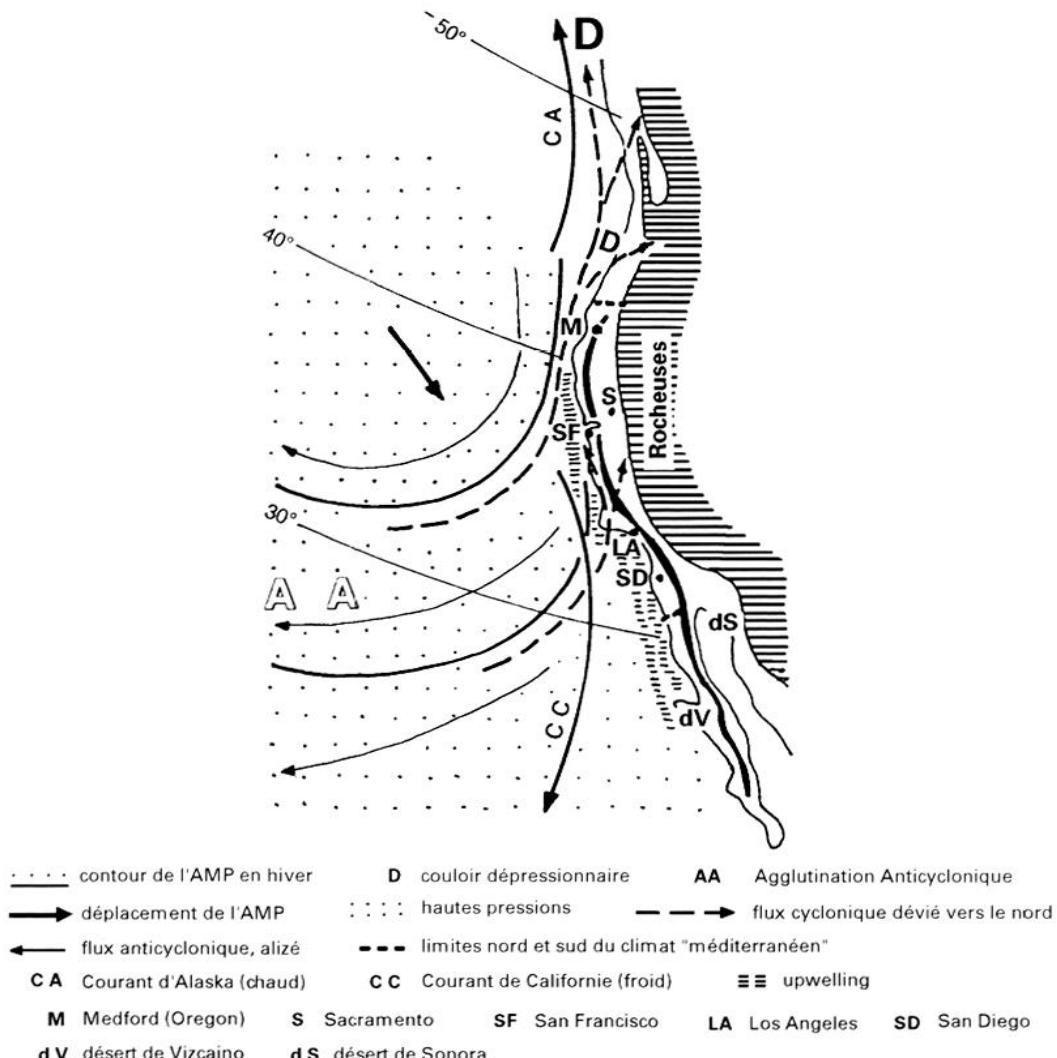
Tab. 1 : La Californie

Californie		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
Sacramento	Tm°C	7,9	10,1	12,4	15,5	18,9	22,5	25,2	24,5	23,1	18,3	12,4	8,6	16,6
	R mm	81	76	60	36	15	3	1	1	5	20	37	82	414
San Francisco	Tm°C	9,2	10,5	11,8	13,2	14,6	16,2	17,1	17,1	17,7	15,8	12,7	10,1	13,8
	R mm	102	88	68	33	12	3	0	1	5	19	40	104	475
Los Angeles	Tm°C	<i>13,2</i>	<i>13,9</i>	<i>15,2</i>	<i>16,6</i>	<i>18,2</i>	<i>20,0</i>	22,8	22,8	22,2	19,7	17,1	14,6	18,0
	R mm	78	85	57	30	4	2	0	1	6	10	27	73	373
San Diego	Tm °C	<i>13,1</i>	<i>13,7</i>	<i>14,7</i>	<i>16,1</i>	<i>17,5</i>	<i>18,7</i>	20,9	21,5	20,8	18,7	16,3	14,2	17,2
	R mm	51	55	40	20	4	1	0	2	4	12	23	52	264

Tm: températures moyennes (°C) et R: pluies moyennes (mm) de stations californiennes: Sacramento (38°N, 45 m, $\Delta°C = 17,3$), San Francisco (37,5°N, $\Delta°C = 8,5$), Los Angeles (34°N, $\Delta°C = 9,6$), San Diego (33°N, $\Delta°C = 8,4$)

NB: Tableaux 1 à 7: L'altitude des stations est éventuellement fournie lorsque les stations ne sont pas littorales. La température moyenne mensuelle (Tm) la plus faible est en italique et en caractères réduits, la température moyenne mensuelle la plus élevée est en gras. Est indiquée pour chaque station l'amplitude thermique annuelle moyenne ($\Delta°C$), égale à la différence entre la température du mois le plus chaud et la température du mois le plus frais. Le total pluviométrique annuel est en gras.

Fig. 3 : Les composantes dynamiques du climat «méditerranéen» californien



Le Chili central

Les AMP australs, comparativement plus puissants que leurs homologues boréaux, sont arrêtés dans leur déplacement dès la latitude 50°S, et dès 40°S les Andes deviennent infranchissables. La proportion d'air polaire canalisé vers le nord est donc considérable, expliquant la faiblesse relative de la température, la violence des vents le long du Chili méridional (50^e hurlement et 40^e rugissement), notamment les vents tempétueux de *nortes* qui précèdent la face avant d'AMP puissants, la force du courant de Humboldt, la vigueur de l'upwelling et la fraîcheur des eaux marines, ainsi que la pression élevée, l'étendue et la stabilité de l'Agglutination Anticyclonique dite de *Pâques*.

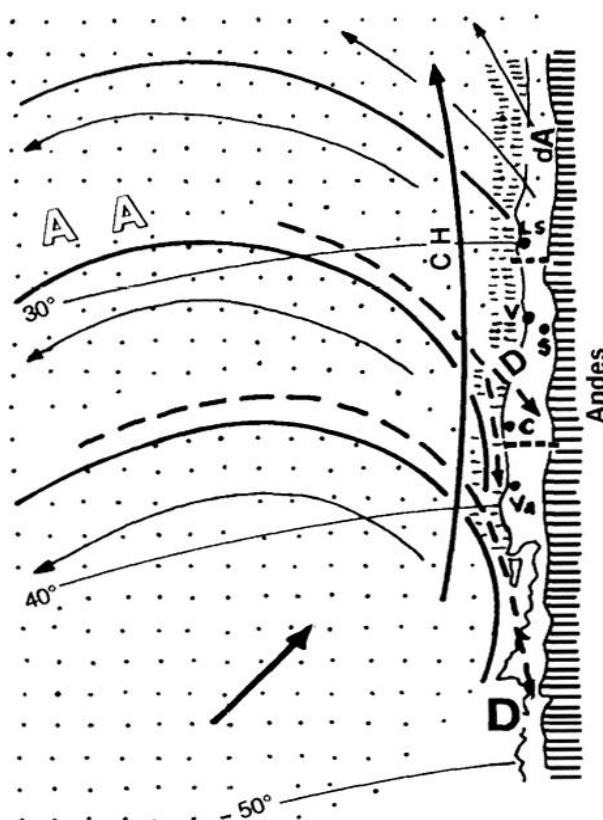
À La Serena (tab. 2) règne déjà le climat désertique humide, lié à l'alizé de type 1, stable (Atacama), à peine atteint par la pluie au cœur de l'hiver en juin-juillet. Valparaiso et Santiago représentent bien la nuance dite méditerranéenne avec la nette division de l'année en deux saisons (4 à 5 mois de pluies modérées en hiver). Plus au sud dès la région de Concepcion les pluies sont abondantes et la récession de l'été est peu marquée, le caractère aride saisonnier étant peu sensible. L'humidité relative est élevée sur le littoral (brouillards), et la brise marine (*virazon*) est puissante vers l'intérieur.

Tab. 2 : Le Chili central

Chili central		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
La Serena	Tm°C	18,2	18,4	16,9	14,9	13,4	12,1	11,7	12,0	12,7	14,0	15,5	17,0	14,7
	R mm	0	1	1	3	22	44	30	23	6	4	1	0	133
Valparaiso	Tm°C	18,0	17,9	16,7	14,9	13,5	12,2	11,8	12,0	12,9	14,1	15,7	17,2	14,7
	R mm	2	2	4	18	97	128	88	67	30	16	7	3	459
Santiago	Tm°C	20,0	19,3	17,2	13,9	10,9	8,4	8,1	9,1	11,6	13,8	16,5	18,9	14,0
	R mm	2	3	4	14	62	85	76	57	29	15	6	4	356
Concepcion	Tm°C	18,0	17,2	15,1	12,8	11,1	9,7	9,1	9,1	10,6	12,6	14,8	16,9	13,0
	R mm	17	21	52	85	211	250	238	183	103	59	45	29	1293

Tm: températures moyennes (°C) et R: pluies moyennes (mm) de stations chiliennes: La Serena (30° S, Δ °C = 6,7), Valparaiso (33°S, Δ °C = 6,2), Santiago (33,5°S, 520 m, Δ °C = 11,9), Concepcion (37°S, Δ °C = 8,9).

Fig. 4 : Les composantes dynamiques du climat «méditerranéen» du Chili central



- contour de l'AMP en hiver
- déplacement de l'AMP
- ← flux anticyclonique, alizé
- CH Courant de Humboldt (froid)
- LS La Serena
- hautes pressions
- limites nord et sud du climat "méditerranéen"
- ≡ upwelling
- V Valparaiso
- flux cyclonique dévié vers le sud (nordeste)
- flux cyclonique dévié vers le sud (nordeste)
- désert d'Atacama
- S Santiago du Chili
- C Concepcion
- Va Valdivia

La région du Cap en Afrique du Sud

La nuance dite méditerranéenne est très localisée en Afrique du Sud, dans la région de Cape Town fréquemment balayée par les violents *Cape south-easters* (rappelant le nom premier de Cap des Tempêtes) qui rejoignent l'Atlantique. L'AA dite de Sainte-Hélène se forme rapidement au pied du Grand Escarpement du Namakwaland et Alexander Bay aux bouches de l'Orange (tab. 3), où l'air est rafraîchi par le courant de Benguela et l'upwelling, est constamment sous l'inversion d'alizé (type 1: désert humide et frais du Namib; Leroux, 1983, 2001). À l'est Port Elisa-

beth, n'est que légèrement influencée par la récession estivale et reçoit des pluies toute l'année, les AMP pouvant aisément défiler vers l'est, vers les côtes du Natal. Les chaînons du Cap limitent en outre la pénétration de ces caractères vers l'intérieur, Beaufort West dans le Grand Karoo (à 832 m d'altitude) ayant ainsi des pluies déficientes, un rythme pluviométrique très différent, et une humidité relative comprise toute l'année en valeur moyenne entre 40 et 50 %. Le climat «méditerranéen» s'étend donc sur le sud-ouest de la Province du Cap, entre l'arc montagneux hercynien (qui précède le Grand Escarpement, rebord du plateau) et le littoral.

Tab. 3 : La région du Cap

Rég. du Cap		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
Alexand Bay	Tm°C	18,6	18,6	17,9	16,0	14,2	14,0	<i>13,4</i>	13,5	14,5	15,1	17,0	18,4	15,9
	R mm	1	1	6	4	7	4	8	4	3	2	2	2	44
Cape Town	Tm°C	20,3	20,0	18,8	16,1	14,0	12,6	<i>11,6</i>	12,3	13,7	15,0	17,6	19,3	15,9
	R mm	11	15	14	53	89	84	83	73	45	31	17	11	526
Beaufort West	Tm°C	23,0	22,7	20,7	17,1	13,8	11,4	<i>11,3</i>	12,2	14,7	16,9	20,0	21,7	17,1
	R mm	14	32	30	16	13	6	10	12	11	15	27	25	211
Port Elisab.	Tm°C	20,5	20,7	19,5	17,3	15,3	13,7	<i>13,3</i>	13,6	14,7	16,1	17,9	19,5	16,8
	R mm	38	33	48	44	66	59	59	60	70	61	61	42	641

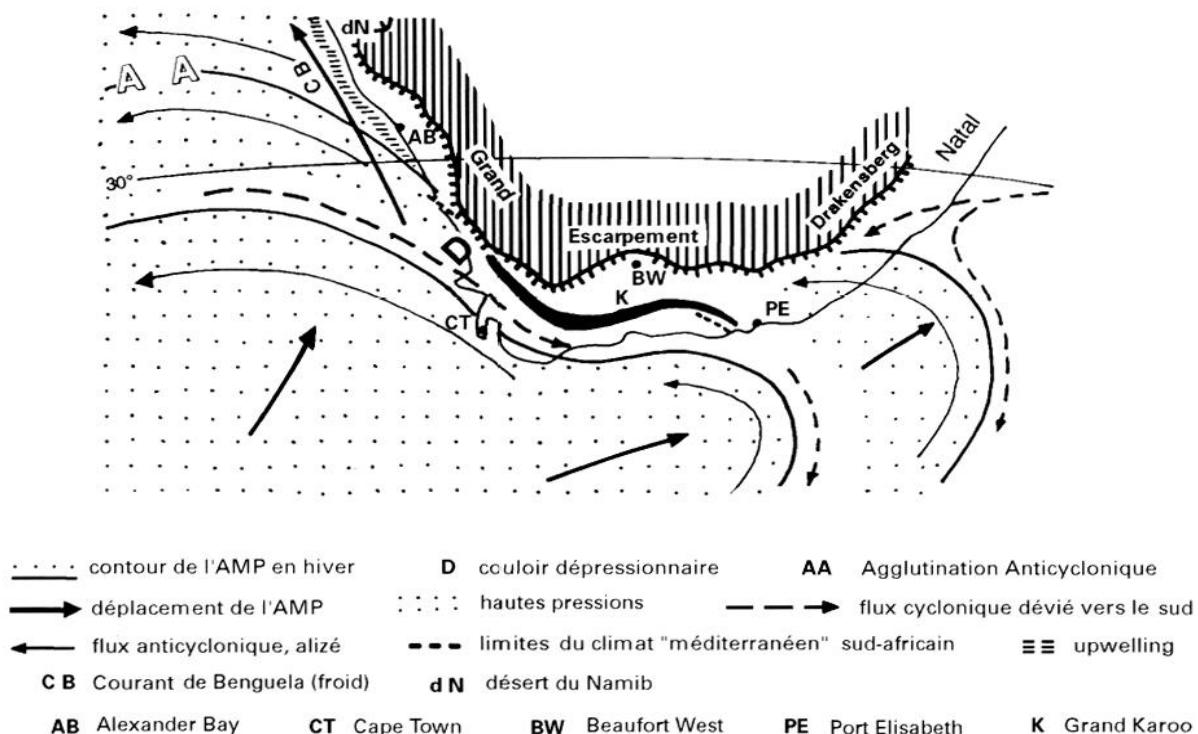
Tm: températures moyennes (°C) et R: pluies moyennes (mm) de stations sud-africaines: Alexander Bay (28,5 °S, $\Delta°C = 5,2$), Cape Town (34 °S, $\Delta°C = 8,7$), Beaufort West (32,5 °S, 852 m, $\Delta°C = 11,7$), Port Elisabeth (34 °S, $\Delta°C = 7,4$)

L'Australie méridionale

À Carnarvon (à 25 °S) sur 233 mm annuels tombent 150 mm de mai à juillet (à raison de 50 mm par mois), la station étant située en quasi-permanence sous l'inversion d'alizé. À Geraldton (29 °S, tab. 4) les AMP interviennent pendant cinq à six mois en hiver (en juin et juillet avec plus de vigueur), à Perth pendant six à sept mois (notamment de mai à août) et à Esperance jusqu'à huit mois. Le reste du temps, l'été qui est ici nettement plus chaud que dans les régions évoquées ci-dessus (pas de canalisation forte des flux, pas d'eaux marines refroidissantes), la stabilité anti-

cyclonique interdit la pluie. À l'est d'Esperance la situation préfigure celle du nord de l'Afrique, entre la Tunisie et le Sinaï: les puissants AMP australiens défilent toujours (ce sont donc encore les mêmes conditions dynamiques), mais ils ne soulèvent devant eux qu'un flux qui provient du continent (*norther*, ici *hot wind*) chaud et sec, qui apporte des lithométéores abondants (brume sèche: *bricklayers* ou *brick-fielders*) mais par contre un potentiel précipitable médiocre, comme le montrent les pluies hivernales de Eyre qui ne s'élèvent que faiblement, et même celles d'Adélaïde où l'alimentation hydrique s'améliore

Fig. 5 : Les composantes dynamiques du climat «méditerranéen» de la région du Cap (Afrique du Sud)



cependant quelque peu. Les vagues de chaleur (*heat waves*) sont immédiatement suivies par les coups de froid des *southerly bursters* qui manifestent l'arrivée des AMP les plus dynamiques. Mais on reconnaît encore, tout le long du littoral de la Grande Baie Australienne, le même régime pluviométrique et le même rythme thermique du climat dit «méditerranéen» (comme sur la côte libyo-égyptienne) parce qu'il suit la même dynamique, avec

une pluviosité fortement minorée. Ce rythme, en raison de l'amélioration de l'alimentation en eau, s'exprime à nouveau à Mount Gambier (qui n'est qu'à 65 m en dépit de son nom), où les pluies hivernales sont les plus fortes, tandis que les pluies estivales sont déjà soutenues, comme elles le seront encore davantage plus à l'est (à Melbourne il tombe autant d'eau en hiver qu'en été, de l'ordre de 50 à 60 mm par mois).

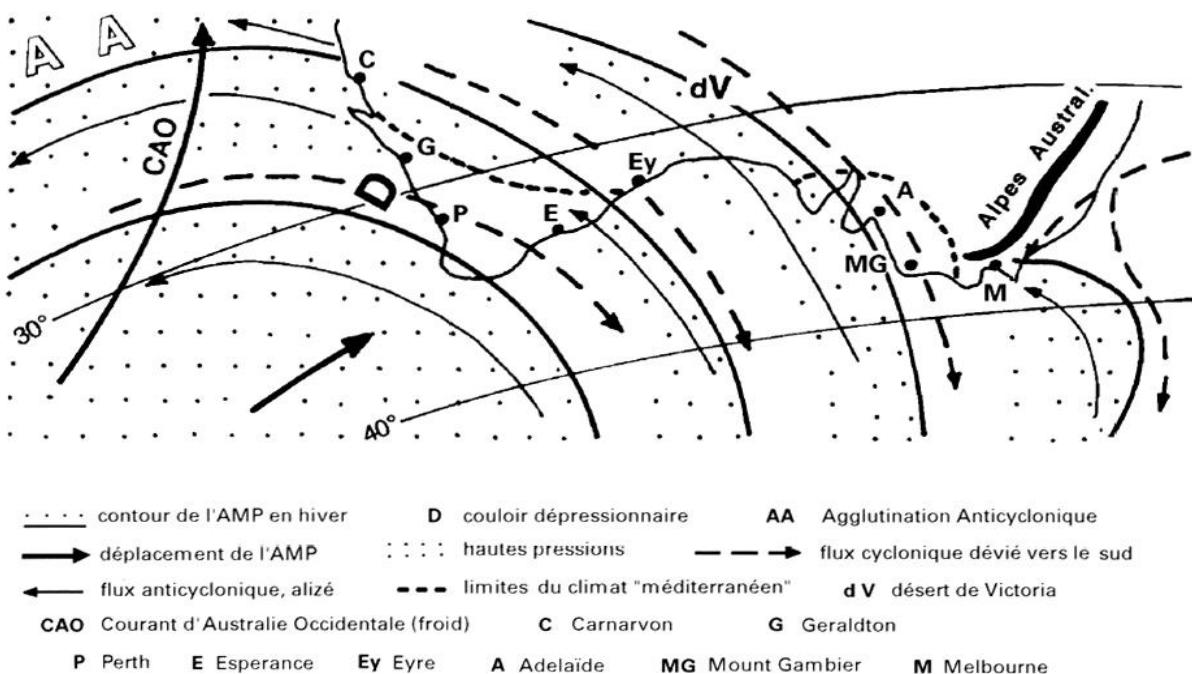
Tab. 4 : L'Australie méridionale

Australie		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
Geraldton	Tm°C	24,1	24,3	23,5	21,5	18,6	16,6	<i>15,4</i>	15,8	16,8	18,1	20,8	22,5	19,8
	R mm	7	10	16	30	66	113	96	64	26	18	7	5	457
Perth	Tm°C	23,4	23,9	22,2	19,2	16,1	13,7	<i>13,1</i>	13,5	14,7	16,3	19,2	21,5	18,1
	R mm	7	12	22	52	125	192	183	135	69	54	23	15	889
Esperance	Tm°C	20,1	20,5	19,6	17,4	14,9	12,8	<i>12,1</i>	12,6	13,9	15,2	17,3	18,9	16,3
	R mm	20	18	32	49	92	100	107	95	66	52	27	22	679
Eyre	Tm°C	20,7	21,2	19,9	17,9	15,2	12,9	<i>11,9</i>	12,6	14,6	16,3	18,1	19,5	16,7
	R mm	13	11	22	23	39	43	32	31	21	19	18	16	289

Australie		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
Adélaïde	Tm°C	22,6	21,0	20,9	17,2	14,6	12,1	11,2	12,0	13,4	16,0	18,5	20,7	16,7
	R mm	23	23	21	50	66	61	61	59	49	47	36	27	523
Mt Gambier	Tm°C	18,1	18,5	17,6	14,4	12,1	10,3	9,6	10,3	11,6	13,3	14,9	16,6	13,9
	R mm	34	29	38	60	85	97	105	98	77	65	45	41	774

Tm: températures moyennes (°C) et R: pluies moyennes (mm) de stations australiennes littorales: Geraldton (29° S, Δ °C = 8,9), Perth (32°S, Δ °C = 10,8), Esperance (34°S, Δ °C = 8,4), Eyre (32°S, Δ °C = 9,3), Adélaïde (35°S, Δ °C = 11,4), Mount Gambier (37,5°S, Δ °C = 8,9).

Fig. 6 : Les composantes dynamiques du climat «méditerranéen» de l'Australie méridionale



Le versant atlantique de l'Ibérie et du Maroc

Les AMP, de trajectoire américano-atlantique (les plus fréquents), ou de trajectoire méridienne directe (les plus récents et les plus dynamiques) rencontrent les reliefs de l'Europe et de l'Afrique et s'agglutinent sur l'Atlantique oriental (formant la cellule dite «des Açores»). Les Cantabriques et les Pyrénées arrêtent le déplacement vers le sud des AMP, font augmenter la pression sur le golfe de Gascogne et le bassin aquitain et canalisent le flux polaire vers l'entonnoir formé avec les Alpes vers la Méditerranée occidentale, et vers l'Atlantique. L'air qui reste sur l'océan a

des difficultés à franchir le relief de la péninsule, le passage vers la Méditerranée étant barré par la Meseta et par les cordillères Ibérique (ou Celtibérique) et Bétique (la ligne de hauteur de ces deux cordillères délimitant vers l'est cette région atlantique qui s'étend profondément sur la péninsule). Le franchissement de la Meseta méridionale vers la Méditerranée par l'ensellement entre les deux cordillères (débouchant dans le golfe de Valence par le *terral*) s'effectue par débordement en hiver, mais il est nettement plus difficile en été, les AMP étant alors moins épais. Les AMP s'écoulent vers le sud, s'insinuent entre la Sierra Nevada et le Rif vers

la Mer d'Alboran, et leur agglutination sur l'océan donne naissance à l'alizé maritime qui se dirige en longeant les côtes du Maroc et de la Mauritanie vers les îles du Cap-Vert et vers Dakar. Le courant des Canaries est entraîné vers le sud et l'upwelling se développe dès les côtes du Portugal en été. Le tableau 5 montre la diminution des pluies en direction de l'intérieur (voir Madrid) et également l'influence de l'altitude sur la température: «neuf mois d'hiver, trois mois d'enfer» dit le proverbe, notamment en Vieille Castille plus élevée. La pluviométrie diminue aussi en direction du sud, tandis que s'allonge corrélativement la saison non-

pluvieuse. L'inversion d'alizé s'impose pendant deux à trois mois au-dessus de Porto, pendant cinq à six mois au-dessus de Lisbonne et de Séville, pendant plus de six mois au-dessus de Casablanca et quasi-maintenue toute l'année à la latitude des Canaries ou d'Agadir (30 °N et 224 mm de pluie par an) où la stratification aérologique reste fortement contraignante en hiver, limitant sévèrement les possibilités de pluie. L'Atlas délimite nettement l'étendue de ce type de climat, l'aridité croissant vers l'intérieur et vers le sud, Marrakech reçoit encore 241 mm/an essentiellement en hiver, mais Ouarzazate sur le versant saharien seulement 121 mm/an.

Tab. 5 : L'Ibérie et le Maroc (versant atlantique)

Ibérie/Maroc		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	An
Porto (Port)	Tm°C	9,0	9,6	11,9	13,6	15,2	18,0	19,6	19,8	18,6	15,8	12,2	9,6	14,4
	R mm	159	112	147	86	87	41	20	26	51	105	148	168	1150
Madrid (Esp)	Tm°C	4,9	6,5	10,1	13,0	15,7	20,6	24,2	23,6	19,8	14,0	8,9	5,6	13,9
	R mm	38	34	45	44	44	27	12	14	32	53	47	48	436
Lisboa (Port)	Tm°C	10,8	11,6	13,6	15,6	17,2	20,1	22,2	22,5	21,2	18,2	14,4	11,5	16,6
	R mm	111	76	109	54	44	16	3	4	33	62	93	103	708
Séville (Esp)	Tm°C	10,3	11,6	14,1	16,4	19,2	23,4	26,3	26,3	23,7	19,2	14,5	11,0	18,0
	R mm	73	59	90	51	36	9	1	5	25	66	68	76	559
Casabl. (Mar)	Tm°C	12,4	13,0	14,7	16,1	18,0	20,5	22,5	22,9	21,8	19,4	16,3	13,4	17,5
	R mm	65	53	55	38	20	2	0	1	6	39	57	87	423
Sta Cruz (Esp)	Tm°C	17,4	17,5	18,2	19,2	20,4	22,2	24,2	24,7	24,1	22,7	20,5	18,4	20,8
	R mm	36	39	27	13	6	0	0	0	3	31	45	51	252

Tm: températures moyennes (°C) et R: pluies moyennes (mm) de stations portugaises, espagnoles et marocaines: Porto, Portugal (41 °N, $\Delta°C = 10,8$), Madrid, Espagne (40 °N, 667 m, $\Delta°C = 19,3$), Lisbonne, Portugal (39 °N, $\Delta°C = 11,7$), Séville, Espagne (37,5 °N, $\Delta°C = 16,0$), Casablanca, Maroc (34 °N, $\Delta°C = 10,5$), Santa Cruz de Tenerife, Canaries, Espagne (27,5 °N, $\Delta°C = 7,3$).

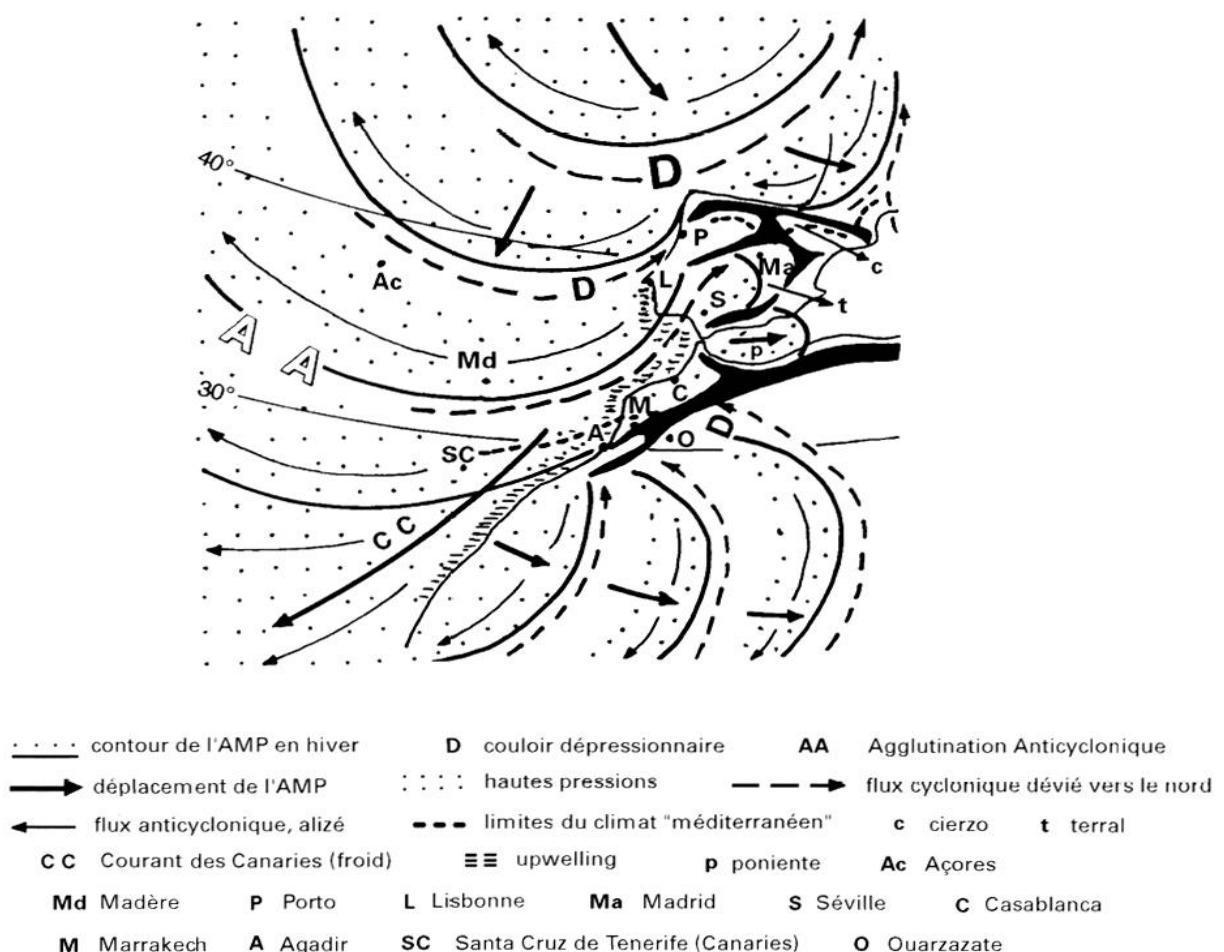
Même si cette dernière région est proche de la Méditerranée elle ne doit pas, pas beaucoup plus que les autres, ses caractères climatiques fondamentaux à cette mer. Ces régions subtropicales se situent à la latitude (variable en fonction de la saison) au-dessus de laquelle se forment les Agglutinations Anticycloniques. Les climats méditerranéens, vrais

(au sens géographique), n'échappent pas eux-mêmes à cette origine dynamique, mais la transition s'étire ici sur 4000 km en longitude, et la situation y est compliquée par les contraintes imposées par le relief à la circulation de l'air polaire, véhiculé par les AMP.

La Méditerranée est à ce titre, certainement, le plus beau laboratoire pour l'observation des interférences entre la

dynamique des AMP et le facteur orographique.

Fig. 7 : Les composantes dynamiques du climat «méditerranéen» du versant atlantique de l'Ibérie et du Maroc



La 2^e partie de cet article paraîtra dans le prochain numéro de *L'Information géographique* (vol. 66, mars 2002)