

# ТЕПЛООБОРОТ В АТМОСФЕРЕ

Альбедо. Радиационный и тепловой  
баланс земной поверхности и  
атмосферы. Тепловой режим  
атмосферы

# Альбедо

- ▣ Падая на земную поверхность, **суммарная радиация** в большей своей части поглощается в верхнем тонком слое почвы или в более толстом слое воды и переходит в тепло, а частично отражается.
- ▣ Величина отражения солнечной радиации земной поверхностью зависит от характера этой поверхности
- ▣ *Отношение количества отраженной радиации к общему количеству радиации, падающей на данную поверхность, называется альбедо поверхности. Это отношение выражается в процентах.*

$$A = R_k / Q * 100\%,$$

где  $A$  – альбедо,  $R_k$  – отраженная радиация,  $Q$  – суммарная радиация

# Альбедо поверхности почвы

- меняется в пределах 10 – 30%;
- у влажного чернозема оно снижается до 5%,
- у сухого светлого песка может повышаться до 40%.
- С возрастанием влажности почвы альбедо снижается.

# Альбе́до растительного покрова

- ▣ леса, луга, поля —  
заключается в  
пределах 10–25%.



# *Альбедо поверхности свежевыпавшего снега*

- ▣ *составляет 80 — 90%,*
- ▣ *давно лежащего снега —  
около 50% и ниже.*



# Альbedo гладкой водной поверхности

- ▣ для прямой радиации меняется от нескольких процентов при высоком Солнце до 70% при низком;
- ▣ оно зависит также от волнения.
- ▣ Для рассеянной радиации альbedo водных поверхностей равно 5–10%.
- ▣ В среднем альbedo поверхности Мирового океана составляет 5–20%.



# Альbedo верхней поверхности облаков

- — от нескольких процентов до 70—80% в зависимости от типа и мощности облачного покрова — в среднем 50—60%.



# Планетарное альbedo Земли

- Отношение уходящей в космос отраженной и рассеянной солнечной радиации к общему количеству солнечной радиации, поступающей к атмосфере, *носит* название планетарного альbedo Земли, или альbedo Земли.
- В целом планетарное альbedo Земли оценивается в 30%. Основную часть планетарного альbedo Земли составляет отражение солнечной радиации облаками.



# ИЗЛУЧЕНИЕ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

- ▣ Верхние слои почвы и воды, снежный покров и растительность сами излучают радиацию; ее чаще называют *собственным излучением земной поверхности*
- ▣ Чем выше температура излучающего тела, тем короче длина волн испускаемых им лучей.
- ▣ Так как, температура земной поверхности не превышает нескольких градусов, ее излучение длинноволновое, невидимое

# ВСТРЕЧНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

- ▣ Атмосфера *нагревается*, поглощая как солнечную радиацию (15%), так и собственное излучение земной поверхности
- ▣ Тепло от земной поверхности она получает:
  - 1) путем теплопроводности,
  - 2) при конденсации водяного пара, испарившегося с земной поверхности.
- ▣ *Нагретая атмосфера излучает сама*. Большая часть (70%) атмосферной радиации приходит к земной поверхности, остальная часть уходит в мировое пространство
- ▣ *Атмосферную радиацию, приходящую к земной поверхности, называют встречным излучением*  
 $E_a$

- ▣ Земная поверхность поглощает встречное излучение *почти целиком* (на 95 – 99%). Таким образом, встречное излучение является для земной поверхности важным источником тепла в дополнение к поглощенной солнечной радиации. *Встречное излучение возрастает с увеличением облачности, поскольку облака сами сильно излучают.*
- ▣ *Уменьшение встречного излучения с высотой объясняется уменьшением содержания водяного пара.*

# ЭФФЕКТИВНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ

- ▣ *Разность между собственным излучением земной поверхности и встречным излучением атмосферы называют эффективным излучением*
- ▣ В среднем земная поверхность в средних широтах теряет через эффективное излучение примерно половину того количества тепла, которое она получает от поглощенной радиации.

# РАДИАЦИОННЫЙ БАЛАНС

- ▣ Разность между поглощенной радиацией и эффективным излучением называют радиационным балансом земной поверхности.
- ▣ Радиационный баланс (остаточная радиация) Земли складывается из баланса поверхности и атмосферы

$$R_{\sigma} = Q - E_{\text{эф}} - R_k$$

где  $R_{\sigma}$  – радиационный баланс (остаточная радиация),  $Q$  – суммарная радиация (приходная часть баланса),  $E_{\text{эф}}$  (эффективное излучение) и  $R_k$  (отраженная радиация) – расходная часть баланса

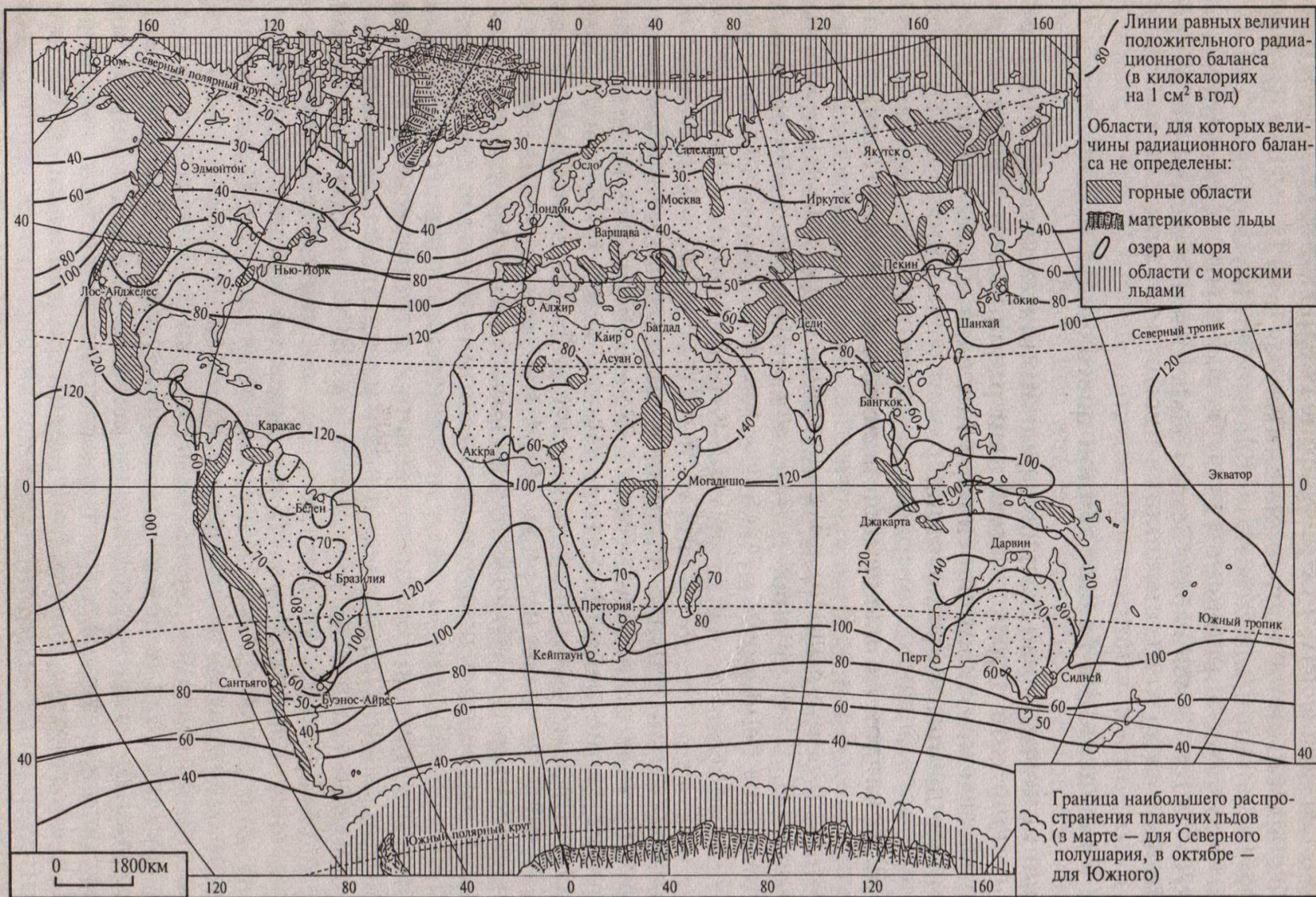


Рис. 5.4. Распределение радиационного баланса по Земле

# ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАДИАЦИОННОГО БАЛАНСА

- ▣ *Радиационный баланс земной поверхности за год положительный повсюду на Земле, кроме ледяных плато Гренландии и Антарктиды.*
- ▣ *На океанах радиационный баланс больше, чем на суше в тех же широтах. Это объясняется тем, что радиация в океанах поглощается большим слоем, чем на суше, а эффективное излучение не такое большое вследствие более низкой температуры морской поверхности, чем поверхности суши.*

- Существенные отклонения от зонального распределения имеются в пустынях, где баланс ниже вследствие большого эффективного излучения в сухом и малооблачном воздухе.
- Баланс понижен также, но в меньшей мере, в районах с муссонным климатом, где в теплое время года облачность увеличивается, а поглощенная радиация уменьшается по сравнению с другими районами под той же широтой.



# Температура воздуха

- Распределение температуры воздуха в атмосфере и непрерывные изменения этого распределения называют *тепловым режимом атмосферы*. Он определяется теплообменом между атмосферным воздухом и окружающей средой.

▣ Теплообмен между земной поверхностью и воздухом осуществляется:

- 1) *радиационным путем*, т. е. при собственном излучении из воздуха и при поглощении воздухом радиации Солнца, земной поверхности и других атмосферных слоев;
- 2) *путем теплопроводности* — молекулярной между воздухом и земной поверхностью и турбулентной внутри атмосферы;
- 3) *результате испарения и последующей конденсации или кристаллизации водяного пара.*

Кроме того, *изменения температуры воздуха могут происходить независимо от теплообмена, адиабатически.*

# Адиабатический процесс

- ▣ – процесс изменения температуры воздуха при его вертикальном движении без теплообмена с окружающей средой.
- ▣ Поднимающийся воздух адиабатически охлаждается а опускающийся - адиабатически нагревается.
- ▣ При адиабатическом подъеме **сухого и ненасыщенного влажного** воздуха температура на каждые 100 м подъема падает почти на один градус, а при адиабатическом опускании на 100 м температура растет на то же значение – эта величина называется **сухоадиабатическим градиентом**.

- ▣ *Падение температуры в насыщенном воздухе при подъеме его на единицу высоты (100 м) называют влажноадиабатическим градиентом*

# Между адиабатическим подъемом сухого и влажного ненасыщенного воздуха имеется

## принципиальное различие:

- ▣ адиабатический подъем сухого воздуха ведет *только к падению температуры* в нем. Если же поднимается влажный ненасыщенный воздух, то вместе с адиабатическим *понижением температуры* содержащийся в воздухе *водяной пар* постепенно *приближается к состоянию насыщения*.
- ▣ на какой-то высоте температура понизится настолько, что *водяной пар достигнет насыщения*. *Высота, на которой достигается насыщение, называется уровнем конденсации*.
- ▣ При дальнейшем подъеме влажный насыщенный воздух *охлаждается иначе, чем ненасыщенный, т. е. уже не по сухоадиабатическому закону*. В нем происходит конденсация избыточного количества водяного пара, вследствие чего выделяется в значительных количествах *теплота парообразования, или теплота конденсации*. Выделение этой *теплоты* идет на совершение части работы расширения поднимающегося воздуха. Тем самым оно *замедляет понижение температуры при подъеме*. Температура *падает тем медленнее, чем больше влагосодержание воздуха в состоянии насыщения*.

- При опускании насыщенного воздуха процесс *изменения температуры происходит по-разному* в зависимости от того, *остались ли в воздухе продукты конденсации (капли и кристаллы)* или они уже целиком выпали из воздуха в виде осадков:
  - А) Если в воздухе *нет продуктов* конденсации, то как только он начнет опускаться и начнет расти температура, воздух становится ненасыщенным. Следовательно, изменение температуры пойдет по сухоадиабатическому закону, т. е. воздух, опускаясь, будет нагреваться на  $1^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .
  - Б) Если в воздухе *сохранились продукты* конденсации (капельки и кристаллы), образовавшиеся при подъеме, то при опускании и нагревании воздуха они будут постепенно испаряться. При этом часть внутренней энергии опускающегося воздуха затрачивается на испарение капелек и кристаллов, поэтому температура **повышается меньше**, чем при сухоадиабатическом опускании.

# Изменение температуры воздуха

- ▣ *Решающее значение для теплового режима атмосферы имеет теплообмен с земной поверхностью путем –теплопроводности (молекулярная и турбулентная)*

# *Молекулярная теплопроводность*

- ▣ Обмен тепла тонкой пленки воздуха, непосредственно соприкасающегося с земной поверхностью.



# Турбулентная теплопроводность

- более эффективная передача тепла.
- Перемешивание воздуха в процессе турбулентности способствует очень *быстрой передаче тепла из одних слоев атмосферы в другие.*
- Турбулентная теплопроводность увеличивает и передачу тепла от земной поверхности в воздух или обратно.

# Охлаждение воздуха от земной поверхности путем турбулентности

- на место охладившегося воздуха *непрерывно переносится более теплый воздух из вышележащих слоев. Этот процесс поддерживает разность температур между воздухом и поверхностью и, следовательно, процесс передачи тепла от воздуха к поверхности.*
- Потеря тепла земной поверхностью оказывается больше, чем она была бы в отсутствие турбулентности.

- Для *высоких слоев атмосферы* теплообмен с земной поверхностью имеет *меньшее значение*. Решающая роль в тепловом режиме в высоких слоях переходит к *излучению* из воздуха и *поглощению* радиации Солнца и атмосферных слоев, лежащих выше и ниже рассматриваемого слоя.
- В высоких слоях атмосферы возрастает и значение адиабатических изменений температуры при восходящих и нисходящих движениях воздуха.

## *Различают индивидуальные и локальные (местные) изменения температуры.*

- ▣ **Индивидуальными** называют изменения температуры, происходящие в определенном количестве воздуха, сохраняющего свою целостность в процессе движения.
- ▣ Эти изменения происходят вследствие указанных выше процессов. Они характеризуют изменения теплового состояния данного **определенного количества воздуха.**

- ▣ **Локальными** называют изменения температуры в некоторой точке внутри атмосферы *с зафиксированными географическими координатами и с неизменной высотой над уровнем моря.*

- ▣ Изменения температуры, связанные с адвекцией — с притоком в данное место новых воздушных масс из других частей земного шара, называют адвективными. Если в данное место притекает воздух с более высокой температурой, говорят об адвекции тепла; если с более низкой — об адвекции холода.

- ▣ Локальное изменение температуры в зафиксированной географической точке **зависит от индивидуальных изменений состояния воздуха и от адвекции воздуха иной температуры.**

- ▣ Метеорологические приборы (термометры и термографы), неподвижно помещенные в том или ином месте, регистрируют именно *локальные изменения температуры воздуха*.
- ▣ Термометр на воздушном шаре, летящем по ветру и, следовательно, остающемся в одной и той же массе воздуха, показывает *индивидуальное изменение температуры в этой массе*.



# ИНВЕРСИИ ТЕМПЕРАТУРЫ

- ▣ Инверсии температуры в тропосфере — почти повседневное явление
- ▣ Инверсию температуры можно характеризовать:
  - 1) *высотой нижней границы*, т. е. высотой, с которой начинается повышение температуры,
  - 2) *толщиной слоя*, в котором наблюдается повышение температуры с высотой
  - 3) *разностью температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя — скачком температуры.*
- ▣ По высоте все тропосферные инверсии можно разделить на:
  - А) *инверсии приземные*
  - Б) *инверсии в свободной атмосфере.*

# *Приземная инверсия*

- ▣ начинается от самой подстилающей поверхности (почвы, снега или льда). Над открытой водой такие инверсии наблюдаются редко и не так значительны.
- ▣ У подстилающей поверхности температура самая низкая, с высотой она растет, причем этот рост может распространяться на слой в несколько десятков и даже сотен метров. Затем инверсия сменяется нормальным падением температуры с высотой.

- Возникают вследствие ночного радиационного охлаждения подстилающей поверхности. Такие *инверсии* называют *радиационными*.
- Мощность инверсионного слоя зависит от:
  - 1) длительности выхолаживания
  - 2) степени турбулентности, передающей охлаждение вверх.
- Для образования приземных инверсий особенно благоприятны *ясные ночи со слабым ветром*. Такие условия погоды характерны для *антициклонов* и весной и осенью могут привести к *ночным заморозкам*.

- С восходом Солнца приземная инверсия радиационного типа разрушается, так как ночное охлаждение почвы сменяется прогреванием. В *холодное время* года приземная инверсия может существовать по несколько суток подряд, ослабевая днем и усиливаясь от ночи к ночи. Приземные радиационные инверсии длительно существуют также зимой над льдами Арктики и Антарктиды, во время круглосуточной ночи.
- *Рельеф* местности может *усиливать инверсию*. Так, охлаждение воздуха в ясную погоду особенно велико в котловинах, откуда выхоложенный воздух не находит выхода.

# Инверсия в свободной атмосфере

- ▣ наблюдается в некотором слое воздуха, лежащем на той или иной высоте над земной поверхностью.
- ▣ Основание инверсии может находиться на любом уровне в тропосфере, однако наиболее часты инверсии в пределах, нижних 2 км.
- ▣ Толщина инверсионного слоя также может быть самой различной — от немногих десятков до многих сотен метров.
- ▣ Скачок температуры на инверсии, т. е. разность температур на верхней и нижней границах инверсионного слоя, может колебаться от  $1^{\circ}\text{C}$  и меньше до  $10-15^{\circ}\text{C}$  и больше.

# СУТОЧНЫЙ ХОД ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

- ▣ Минимум в суточном ходе температуры воздуха у земной поверхности приходится на время вскоре после восхода солнца, а максимум — на 14–15 ч.
- ▣ Суточный ход температуры воздуха достаточно правильно проявляется лишь в условиях устойчивой ясной погоды.

- Суточная амплитуда температуры воздуха зависит от многих влияний.
- Прежде всего она определяется суточной амплитудой температуры на поверхности почвы: чем больше амплитуда на поверхности почвы, тем больше она в воздухе.
- Суточная амплитуда температуры на поверхности почвы зависит в основном от облачности. Следовательно, и суточная амплитуда температуры воздуха тесно связана с облачностью: в ясную погоду она значительно больше, чем в пасмурную.

- Суточная амплитуда температуры воздуха меняется также:
  - А) по сезонам,
  - Б) по широте, а также
  - Г) в зависимости от характера почвы и рельефа местности.
- *Зимой она меньше, чем летом, так же как и амплитуда температуры подстилающей поверхности.*
- *С увеличением широты суточная амплитуда температуры воздуха убывает, так как убывает полуденная высота солнца над горизонтом.*



- В степях и пустынях средняя суточная амплитуда достигает **15 – 20°C**, иногда 30°C. Над густым растительным покровом она меньше. На суточной амплитуде сказывается и *близость водных бассейнов*: в приморских местностях она меньше, чем в глубине суши.
- На выпуклых формах рельефа местности (на вершинах и на склонах гор и холмов) суточная амплитуда температуры воздуха *меньше*, чем на равнинной местности, а в вогнутых формах рельефа (в долинах, оврагах и лощинах) — *больше* (закон Воейкова).

# ГОДОВАЯ АМПЛИТУДА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

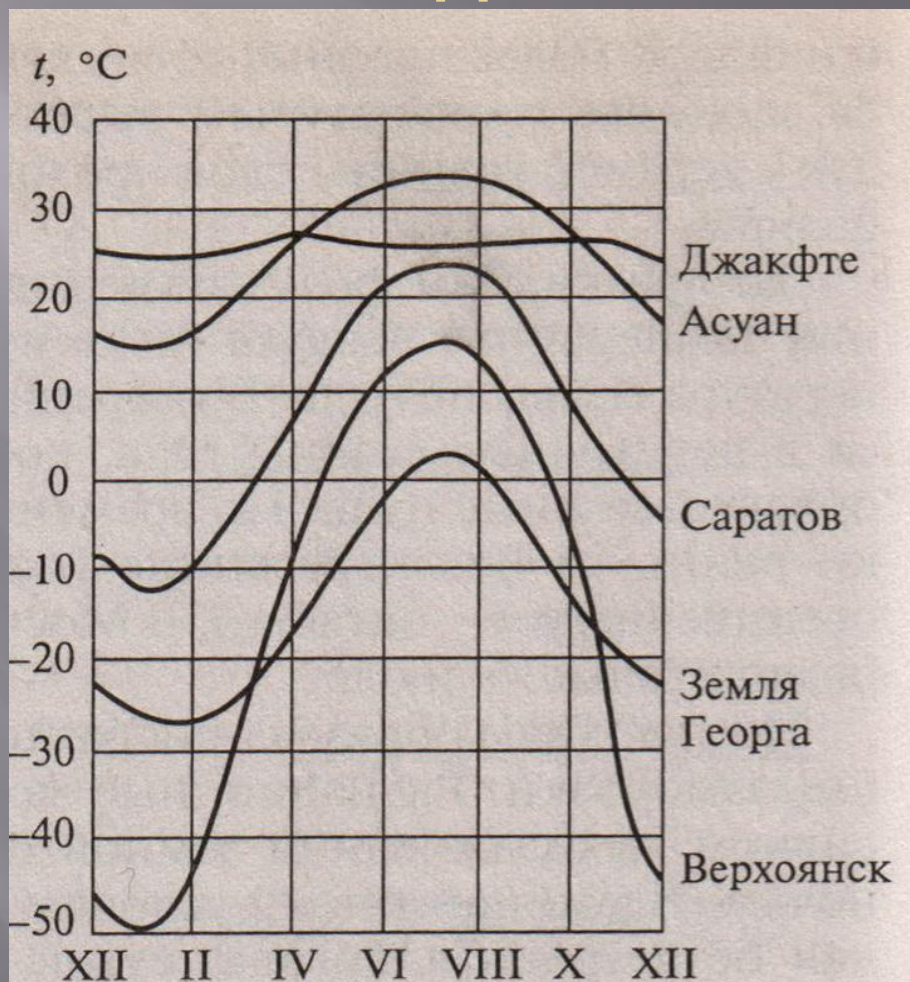


Рис. 5.9. Годовой ход температуры воздуха на разных широтах

- ▣ *Годовой ход температуры воздуха* — изменение среднемесячной температуры в течение года.
- ▣ *Годовая амплитуда температуры воздуха* — разница между максимальной и минимальной среднемесячными температурами.

- ▣ Выделяют четыре типа годового хода температуры;
- ▣ в каждом типе два подтипа — *морской и континентальный*, характеризующиеся различной годовой амплитудой температуры

# В экваториальном типе

- ▣ годового хода температуры наблюдается два небольших максимума и два небольших минимума.
- ▣ Максимумы наступают после дней равноденствия, когда Солнце в зените над экватором.
- ▣ В морском подтипе годовая амплитуда температуры воздуха составляет  $1 - 2^{\circ}$ , в континентальном  $4 - 6^{\circ}$ . Температура весь год положительная.

## В тропическом типе

- ▣ годового хода температуры выделяется один максимум после дня летнего солнцестояния и один минимум — после дня зимнего солнцестояния в Северном полушарии. В морском подтипе годовая амплитуда температур равна  $5^{\circ}$ , в континентальном  $10 - 20^{\circ}$ .

## В умеренном типе

- годового хода температуры наблюдается один максимум после дня летнего солнцестояния и один минимум после дня зимнего солнцестояния в Северном полушарии, зимой температуры отрицательные.
- Над океаном годовая амплитуда температуры составляет  $10^{\circ} - 15^{\circ}$ , над сушей увеличивается по мере удаления от океана: на побережье —  $10^{\circ}$ , в центре материка — до  $60^{\circ}$

# В полярном типе

- ▣ годового хода температуры сохраняется один максимум после дня летнего солнцестояния и один минимум после дня зимнего солнцестояния В Северном полушарии, температура большую часть года – отрицательная.
- ▣ Годовая амплитуда температуры на море равна  $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ , на суше –  $60^{\circ}$ .