**Лекция № 6-7**

**ТЕМА: ЛАНДШАФТНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ В КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

1. Сущность и история развития ландшафтно-геофизических методов.
2. Радиационный и тепловой балансы.
3. Водный и вещественный балансы.

**1. Сущность и история развития ландшафтно-геофизических методов.**

Геофизические методы – это совокупность приемов, при помощи которых изучаются физические свойства геосистем: процессы обмена веществом, энергией и информацией геосистем с окружающей средой и внутри себя (метаболизм). Геофизические направления пронизывают практически все отраслевые физико-географические дисциплины – геоморфологию, климатологию, метеорологию, гидрологию, гляциологию и т. д. Для научного объяснения гидрологических, метеорологических, геоморфологических процессов представители указанных выше географических наук широко обращаются к законам физики.

Геофизический под­ход к изучению природной среды зародился столь же давно, как и сама география. С самых ранних этапов развития географии для нее было свойственно стремление охарактеризовать наиболее общие особенности строения Земли, ее вещественного состава, познать физическую сущность процессов: круговорота воды, циркуляцию воздушных масс, разрушения и перемещения горных пород и т.д. Однако как отдельное научное направление, геофизический подход оформился во второй половине ХХ века, у его истоков стояли А. А. Григорьев, М. И. Будыко и Д.Л.Арманд.

А.А. Григорьев ещё в 1929 году писал о том, что для изучения механизма процессов, протекающих в природной среде, необходимо установить *прихо­до-расходный баланс* тех категорий энергии и тех видов материи, которые играют основную роль в географических процессах. Он неоднократно подчеркивал, что все протекающие в природе процессы тесно взаимосвязаны, и ввел в науку понятие *единый физико-географический процесс* (1934).

Геофизический подход был применён А.А. Григорьевым и М.И. Будыко при изучении механизмов формирования природных зон. Они установили, что ведущую роль и их формировании играют соотношение поступающей солнечной радиации и атмосферной влаги, определяющее интенсивность ряда при­родных процессов и, прежде всего, биологического круговорота вещества. Эта закономерность была ими выражена в виде одного из основных геофизических показателей природных зон – *радиаци­онного индекса сухости (Кс),* который представляет собой отноше­ние годового радиационного баланса *(R)* к годовой сумме осадков *(г),* умноженной на скрытую теплоту испарения *(L):*



Изучение изменения индекса сухости в различных природных зонах привело к открытию *периодического закона географической зональности*.

Таким образом, геофизический метод в комплексной физиче­ской географии первоначально был применен для исследования энергообмена в пределах довольно крупных ПТК (природных зон) ибазировался на использовании массовых данных наблюдений на станциях гидрометеосети. Дальнейшее применение его для деталь­ного изучения более мелких ПТК тормозилось отсутствием необ­ходимых для этих целей фактических данных.

Массо-, энергообмен различных ПТК очень индивидуальны и могут существенно изменяться во времени и в пространстве (от комплекса к комплексу), поэтому надежность геофизических показателей зависит от длительности и массовости наблюдений, ко­торые могут быть обеспечены лишь стационарными исследовани­ями.

В 60–70-х гг. XX в. создан ряд комплексных физико-географиче­ских стационаров, исследования на них, призванные обеспечить сбор фактического материала путем инструментальных наблюдений в разных ПТК, приобретают достаточно широкий размах, давший возможность изучения геосистем низкого ранга. Дополнительный толчок развитию геофизического направле­ния в комплексной физической географии в 70-х гг. дает использо­вание дистанционных методов исследования. Всё это привело к созданию нового направления – ***геофизики ландшафта*** (основатель А.Д. Арманд), изучающая различные аспекты функционирования геосистем и их состояний (суточных, сезонных, годовых, многолетних). Под функционирование геосистем понимается вся совокупность процессов перемещения, обмена и трансформации энергии, вещества, а также информации в геосистеме.

Таким образом, функционирование ПТК состоит из множества элементарных процессов, имеющих физическую, химическую или биологическую основу. Примерами таких процессов являются па­дение капель дождя, просачивание их сквозь почву, подтягивание влаги по капиллярам, фотосинтез, разложение органики микро­организмами и т.д. Но в природе эти элементарные процессы тес­но взаимосвязаны, так, капля воды не только просачивается сквозь почву, но и растворяет некоторые из содержащихся в ней соеди­нений, перемещает их в более низкие горизонты или уносит за пределы почвенного профиля, либо эта капля может оказаться захваченной корнями растений и участвовать в синтезе органиче­ского вещества. Поэтому просачивание воды сквозь почву может рассматриваться как с точки зрения физических закономерностей и методами физики, так и с позиций химии, ее методами иссле­дования.

На этом примере мы видим, как элементарные процессы, свя­занные с определенными формами движения материи, перепле­таются и переходят друг в друга, интегрируясь во все более слож­ные географические процессы. Так называемые частные географи­ческие процессы (испарение, эрозия, карстообразование, почво­образование, сток и т.д.) изучаются отраслевыми географически­ми дисциплинами. Однако с точки зрения функционирования ПТК такое расчленение условно. Например, *сток –* это процесс одно­временно и гидрологический, и геоморфологический, и геохими­ческий, а в их сочетании – физико-географический процесс в широком смысле этого слова. Это учитывается в рамках геофизики ландшафта, которая ***изучает ПТК, как функционально целостные объекты***.

*Влагооборот* (круговорот воды в природе) – одно из главных функциональных звеньев ПТК. Другим звеном является *минеральный обмен* (геохимический круговорот). Влаго­оборот, минеральный обмен и газообмен (как его часть) охваты­вают все потоки вещества в ПТК (массообмен). Однако мы знаем, что перемещение, обмен и преобразование вещества сопровожда­ется поглощением, высвобождением и трансформацией энергии, т.е. *массообмен* неразрывно связан с *энергообменом,* который, в свою очередь, является специфическим функциональным звеном ПТК. Таким образом, главным подходом к исследованию функцио­нирования ПТК является изучение трех главных его звеньев – влагооборота, минерального обмена и энергообмена.

Возможны два разных подхода к изучению функционирова­ния ПТК и его отдельных звеньев. Один из них заключается в том, что различные процессы (степень их сложности может быть разной) изучаются самостоятельно. Этот подход не вполне отвеча­ет задачам познания ПТК как целого. Он более характерен для отраслевых исследований, однако используется и в комплексной физической географии, где на интеграции элементарных процес­сов по формам движения материи с последующим их изучением на уровне и методами современной физики или химии базируется развитие таких новых направлений, как геофизика и геохимия ландшафта. Другой путь – изучение функционирования ПТК по принципу «черного ящика»: суммарно учитывается все вещество или энергия, поступающие в ПТК (на входе) и выходящие из него (на выходе), не вдаваясь в детали, что и как происходит внутри комплекса. При таком подходе теряется сущность и географический смысл протекающих в природе процессов, для познания которых важно изучать не только *внешние потоки,* но и внутренний оборот, так как от него зависят многие свойства ПТК, в том числе и его устойчивость по отношению к внешним воздей­ствиям. *Внутренние потоки* по своей интенсивности намного пре­восходят внешние.

Количественная оценка соотношения между внешним и внутренним массо- и энергообменом ПТК и в целом его функциони­рование даются в виде баланса вещества и энергии. Следовательно, балансовые уравнения ПТК – это средство их физического описания. Активным сторонником *метода балансов* в физической географии был Д.Л.Арманд (центральное место у него занимает проблема обмена веществом и энергией между живой и неживой природой). Важное значение этого метода неоднократно подчеркивал и А. А. Григорьев, считавший, что приходо-расходные балансы вещества и энергии являются внешним выражением качественных различий физико-географического процесса.

***Метод балансов*** позволяет рассматривать потоки вещества и энергии, поступающие в ПТК и выходящие из него, а также внутренние преобразования и связи процессов внутри комплекса. Недостаток этого метода – неполное отражение сущности природных процессов. Для составления балансов надо знать величины поступления разных видов вещества и энергии в ПТК, их внутреннего обмена, метаболизма и аккумуляции, а также выноса за пределы ПТК. Материалов для расчета баланса конкретных ПТК накоплено еще очень мало, поэтому приходится пока пользоваться не всегда однородными, часто отрывочными или косвенными данными.

Существует также ряд специальных направлений геофизики ландшафтов, изучающие отдельные физические аспекты функционирования геосистем. К ним можно отнести:

– оптику ландшафта – учение о взаимодействии солнечного излучения с геосистемами суши; её значение в том, что по отражательным характеристикам фотографических изображений земной поверхности в разных спектрах длин волн можно судить о территориальном распределении различных свойств ландшафтов – плотности и структуре древостоев, о запасах влаги в поверхностном слое почвы, о степени засоления почв и т. д.;

– радиофизическое направление, объектом изучения которой являются радиогеосистемы – локальные территориальные геосистемы с идентичной по всей своей протяжённости радиоформирующей структурой. Любой элемент ландшафта является источником радиотеплового излучения, в том числе в СВЧ-диапазоне. Потому радиогеосистему следует понимать как одну из моделей ПТК, которая строится на основании радиотеплового излучения конкретных участков земной поверхности.

– направление, изучающее энергетику почвообразования и другие.

Геофизические исследования проводят преимущественно в условиях стационаров, применяя метод сопряжённого анализа.

**2. Радиационный и тепловой балансы.**

Эти балансы описывают поток энергии в ПТК. Все вертикальные и многие го­ризонтальные связи ПТК прямо или косвенно связаны с транс­формацией солнечной энергии. Поэтому важнейшее значение при геофизических исследованиях имеет определение радиационного и теплового балансов ПТК. Они измеряются в ккал/см2 или кДж/м2 (единицы СИ) в год, либо в кал/см2 в минуту. *Радиационный баланс* рассчитывается по формуле:

R = Q (1 – A) – Eэф,

где R – радиационный баланс, А – альбедо, Eэф – эффективное длинноволновое (тепловое) излучение, Q – суммарная радиация, которая слагается из прямой (I) и рассеянной (Q = I + S). Альбедо (отражательная способность) измеряется соотношением отражённой коротковолновой радиации (D) к суммарной радиации (Q):

.

 То есть радиационный баланс – это та часть поступающей в геосистему солнечной энергии, которая была усвоена геосистемой и включилась во внутригеосистемный и межгеосистемный круговорот.

Альбедо весьма существенно изменяется от комплекса к комплексу и является важнейшей геофизической характеристикой ПТК. Это обусловлено зависимостью альбедо от особенностей деятельной поверхности, которая является продуктом формирования комплекса и отражает его специфику. Так, альбедо сухого свежевыпавшего снега составляет 0,80 – 0,95, чистого влажного снега – 0,60 – 0,70, загрязненного снега – 0,30 – 0,50; светлых горных пород – 0,20– 0,40, темных горных пород – 0,05 – 0,10; сухих светлых песчаных почв – 0,35 – 0,45, влажных серых почв – 0,10 – 0,20, темных почв – 0,05 – 0,15; густого зеленого травостоя – 0,20 – 0,25, тра­вяной ветоши и болот – 0,15 – 0,20, ерниковой и мохово-лишай-никовой тундры – 0,15 – 0,25, лиственного леса в период вегета­ции и пожелтения – 0,15 – 0,20, хвойного леса – 0,10 – 0,15.

Эффективное излучение определяется по формуле: Еэф = Ез – Еа, где Ез – тепловое излучение земной поверхности, Еа – встречное тепловое излучение атмосферы, направленное к деятельной поверхности.

Эффективное излучение зависит от температуры излучающей поверхности, облачности и влажности воздуха, поэтому тоже из­меняется от комплекса к комплексу, порой весьма существенно.

Особенности радиационного баланса ПТК зависят не только от его географического (широтного) положения, режима облачно­сти и запыленности атмосферы, которые могут быть одинаковы на значительных пространствах, но и от многих местных (локаль­ных) факторов: экспозиции и крутизны склона, альбедо деятель­ной поверхности, теплоемкости литогенной основы и т.д., поэто­му радиационный баланс даже рядом расположенных фаций мо­жет существенно отличаться.

Для определения составляющих радиационного баланса обыч­но используют приборы:

– ***актинометр*** (для измерения прямой радиации; позволяет измерить поток солнечной прямой радиации на перпендикулярную к лучам поверхность, а поток на горизонтальную поверхность легко найти по формуле *I* =*I*0 sin *hQ,* где *hQ* – высота Солнца),

– ***альбедометр*** (для измерения суммарной, рассеянной и отражен­ной радиации),

– ***балансомер*** (для измерения радиационного баланса деятельной поверхности).

Эффективное излучение либо измеряется при по­мощи ***пиргеометра***, либо рассчитывается по данным метеорологи­ческих наблюдений за температурой, влажностью воздуха и облач­ностью. Например, по формуле К.Я. Кондратьева и М.Е. Берлянда:

,

где Е0 – эффективное излучение при при безоблачном небе; δ – коэффициент, характеризующий отличие свойств излучающих поверхностей от свойств черного тела, коэффициент δ мало меняется в разных естественных условиях и может быть принят за 0,95); σ – постоянная Стефана – Больцмана; *Т* – абсолютная температура воздуха (в °*K*), *е* – абсолютная влажность воздуха. Учет влияния обилия и высоты облачности осуществляется по формуле:

*E*эф = E0 (1 – *с'п)*,

в которой h – облачность в долях от 1; с' – коэффициент на высоту (ярусность) облаков.

Радиационный баланс выражает то количество солнечной энер­гии, которое задерживается (поглощается) земной поверхностью, Преимущественно растительностью и почвой. Чрезвычайно инте­ресно проследить дальнейшие пути поглощенной энергии в природном комплексе, где она преобразуется в другие виды энергии, главным образом в тепловую и лишь в малой дозе и временно – в химическую энергию органического вещества.

**Тепловой баланс** описывается уровнением

R = L (E + T) + PA + P + F ± A + BZ – LC,

где L – скрытая теплота парообразования (≈ 0,06 ккал/см3), E + T – суммарное испарение, где Е – физическое испарение, Т – транспирация растениями, PA – затраты тепла на турбулентный обмен с атмосферой, Р – теплообмен в деятельный слой (растительный покров), А – поток тепла в почву или из почвы, F – затраты теплоты на фотосинтез, BZ – вынос тепла со стоком, С – конденсация водяных паров.



Рисунок – Схема потоков солнечной энергии в лесной геосистеме.

Обозначение составляющих радиационного и теплового балансов дано в тексте

Основ­ной приходной статьей баланса является поглощенная солнечная радиация *(R).* Второстепенной статьей, доля которой столь мала, что в подавляющем большинстве ПТКею можно пренебречь, слу­жит внутренняя теплота Земли. Главными статьями расхода явля­ются турбулентный обмен теплотой между подстилающей поверх­ностью и атмосферой *(РА)* и затраты теплоты на испарение как физическое *(LE),* так и транспирацию растений *(LT),* где *L* – скрытая теплота парообразования. Соотношение этих двух статей в общих чертах подчинено закону зональности. В гумидных районах затраты теплоты на испарение превышают затраты на турбулент­ный обмен, а в аридных основная часть теплоты расходуется на турбулентный поток теплоты в атмосферу (табл. 9). Обе эти статьи могут менять свой знак в разное время суток и в отдельные сезоны года, т.е. вместо испарения может происходить конденсация влаги *(LC)* в виде росы или инея. А турбулентный поток теплоты может быть направлен не только от земной поверхности в атмосферу, но и из атмосферы к поверхности Земли.

На другие статьи расхода тратится лишь небольшая часть теп­лоты, тем не менее они играют значительную роль в функциони­ровании ПТК. Особой статьей расхода являются затраты теплоты на биохимическую реакцию фотосинтеза, в результате которой про­исходит накопление солнечной энергии в растительной массе. Со­держание энергии в образовавшейся фитомассе (энергетический эквивалент) определяется по калорийности (теплоте сгорания) органического вещества. В среднем она близка к 4,5 ккал на 1 г сухого вещества, но существенно варьирует у разных сообществ, видов и отдельных органов растений. На долю этой ста­тьи приходится всего 1-2% поступающей в ПТКтеплоты, но принципиальное значение ее очень велико.

Еще одной статьей расхода является теплообмен с почвой *(А),* имеющий переменный знак: в теплое время года и днем он направ­лен от поверхности в глубь почвы, а в холодное время и ночью – впротивоположном направлении, но за годовой цикл в среднем многолетнем этот поток равен нулю. При отрицательном потоке в некоторых местах образуется мерзлота, а при положительном про­исходит разогревание земной поверхности. Интенсивность этого теплообмена наибольшая в континентальных условиях с резкими колебаниями температур воздуха и поверхности почвы. Его вели­чина зависит также от влажности и механического состава почвогрунтов, от растительного покрова.

В этом балансе не учтен расход теплоты на таяние снега, льда, сезонной мерзлоты в почве и деятельного слоя многолетней мер­злоты. Однако при расчете годового баланса он должен учиты­ваться, так как на таяние снега, льда и сезонной мерзлоты в об­щей сложности расходуется в умеренных и высоких широтах до 2 – 5% теплоты (при замерзании воды затраченная теплота вы­деляется).

Главной задачей изучения расхода тепла в геосистемах является определение расхода теплоты на турбулентный обмен и на суммарное испарение (физическое и транспирацию влаги рас­тениями), как важнейших расходных статей теп­лового баланса.

В настоящее время существует несколько методов определения испарения: весовой, водобалансовый, градиентный теплобалансовый, расчетный (по данным метеорологических наблюдений).

Весовой метод. ***Испарители*** предназначены для определения величины испарения за разные промежутки времени весовым методом путем взвешивания монолитов почв (аналогичный прибор применяют для изучения испарения с поверхности снега). При этом ***почвенными дождемерами***, ***осадкомером Третьякова*** или другими приборами регистрируется количество осадков, выпавшее за период наблюдений.

Воднобалансовый метод. Довольно точным методом определения суммарного испарения за многолетний период (год или гидрологический год) выступает метод водного баланса. Испарение рассчитывается как замыкающий член уравнения: *X = Z + E,* в котором *X* – годовые атмосферные осадки, Z – годовой суммарный сток.

Этот способ имеет свои преимущества и недостатки. Первые связаны с наличием массового материала Гидрометеослужбы страны по осадкам и стоку для бассейнов средних и малых рек; точность измерений, после введения поправок на осадки, достаточно велика. Метод позволяет получить данные по испарению для физико-географических зон, подзон, провинций, реже ландшафтов. Недостатки водобалансового метода – невозможность получения данных по испарению за короткие периоды (декады, месяцы, сезоны года) и данных для локальных физико-географических единиц (фаций, подурочищ, урочищ).

Теплобалансовый метод. В основу расчета затрат тепла на испарение положены данные срочных наблюдений за температурой и абсолютной влажностью воздуха на двух высотах, например, для лугов на высотах 50 см и 200 см от поверхности. Одновременно фиксируется значение радиационного баланса и определяется поток тепла в почву (расчет потока тепла в почву будет дан ниже). При градиентных теплобалансовых наблюдениях в том случае, когда *(R – А*) ≥ 0,10 кал/см2 мин, Δ*е* < 0,1 мб, Δ*t* ≥ 0,1 °С, суммарное испарение рассчитывается по формуле:

,

где Δ*е* – разность абсолютной влажности воздуха на высотах 50 и 200 см от поверхности, Δ*t* – разность температуры воздуха для тех же высот.

Используя те же параметры состояния приземного слоя воздуха *(R, А,* Δ*е* и Δ*t*), можно вычислить затраты тепла на турбулентный обмен с атмосферой:

.

Также предложены формулы для определения суммарного испарения при иных условиях, формуля для определения испарения с поверхности снега и водоёмов.

В структуре теплового баланса за отдельные сезоны года (время суток) важным является член уравнения, обозначающий поток тепла в почву или обратный поток тепла из почвы. Расчет потока тепла в почву основан на измерениях температуры почвы по глубинам и ее поверхности. В Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова предложена формула:

,

где с – средняя для слоя 0-20 см или 0-80 см объемная теплоемкость почвы, τ – про-

должительность интервала времени в минутах, *S* – функция изменения температуры почвы по глубинам и на ее поверхности между двумя сроками наблюдений.

Объемная теплоемкость почвы – количество тепла, необходимое для нагревания 1 см3

почвы на 1 °С. Ее можно записать в виде суммы теплоемкости сухой части почвы и теплоемкости воды, содержащейся в единице объема влажной почвы:

*с = cng + cbgω,*

где *cn* – удельная теплоемкость сухой части почвы, *cb* – удельная теплоемкость воды, равная 1 кал/г °С, *g* – плотность сухой части почвы, *ω* – влажность почвы, выраженная в долях от единицы. Расчет потока тепла в почву обычно производят по этой формуле за интервалы времени 180 или 360 мин. Функция изменения температуры почвы на поверхности и по глубинам равна:

*S* = Σ (S0 + *S5* + S10 + S15 + S20),

где So – функция изменения температуры на поверхности почвы; S5, S10, S15, S20 – функции изменения температуры почвы по глубинам 5, 10, 15 и 20 см. Эти функции имеют следующий вид:

S0 = 1,64Δt0; S5 = 6,66Δt5; S10 = 3,50Δt10; S15 = 3,12 Δt5; S20 = 0,08 Δt20.

Расчет теплового потока в почву далеко не исчерпывает определение энергетического баланса почвы. Р. В. Волобуевым, Б. Г. Розановым и другими исследователями отмечено, что почвы связаны с другими компонентами геосистем не только энергетическими, но и субстанционными связями; поступление энергии в почву происходит не только благодаря потоку лучистой и тепловой энергии Солнца, но и в процессе массообмена, и прежде всего с гумусом, который представляет собой продукт ассимиляции солнечной энергии.

Геосистемы могут быть описаны энергетическими характеристиками, либо их абсолютными значениями (суммарной радиацией, радиационным балансом, затратами тепла на испарение и турбулентный обмен с атмосферой и т. д. ), либо относительными. Последние *(LE/R*, *P/R*, *LE/P*, *A/R)* принято называть показателями структуры теплового баланса. Оказывается, что при разных абсолютных значениях отдельных членов тепловогобаланса показатели их структуры более постоянны и с их помощью могут быть описаны зональные типы ландшафтов. Для территорий бывшего СССР эти характеристики приведены в таблице:

|  |  |  |  |
| --- | --- | --- | --- |
| **Тип (подтип) ландшафта** | **LE/R** | **P/R** | **LE/P** |
| Тундровый | 0,8-0,85 | 0,2-0,15 | 5,0 |
| Северотаёжный | 0,8 | 0,2 | 4,0 |
| Среднетаёжный | 0,8 | 0,2 | 4,0 |
| Южнотаёжный | 0,75 | 0,25 | 3,0 |
| Смешанных лесов | 0,72 | 0,28 | 2,6 |
| Широколиственных лесов | 0,69 | 0,31 | 2,1 |
| Лесостепной | 0,67 | 0,33 | 2,0 |
| Степной  | 0,55 | 0,45 | 1,2 |
| Полупустынный | 0,25 | 0,75 | 0,3 |
| Пустынный | 0,13 | 0,87 | 0,15 |

**3. Водный и вещественный балансы.**

Уравнение **водного баланса** геосистем имеет следующий вид:

Х1 + Х2 + r = Sn – Sb + E + T + Bx + U ± W ± g, где

Х1 – атмосферные осадки в жидкой фазе, Х2 – атмосферные осадки в твёрдой фазе (снег); r – роса, Sb – поверхностный сток, Sn – внутрипочвенный сток, U – подземный сток, Bx – аккумуляция влаги в годовом приросте биомассы, W – накопление влаги в геосистеме, либо расход запасов, накопленных в предыдущий момент времени, Е – физическое испарение, Т – транспирация, g – фильтрационный поток поток воды из геосистемы и поток глубинных напорных вод.



Рисунок – Схема потоков вещества в лесной геосистеме. Обозначение потоков дано в тексте

Геофизический анализ движения воды в геосистеме включает рассмотрение осадков в жидкой и твердой фазе, перехват их кронами, метелевый перенос, физическое испарение и транспирацию, фильтрацию в почву, поверхностный, внутрипочвенный и грунтовый сток и т. д.

Как показатели структуры теплового баланса, так и отдельные члены водного баланса и показатели его структуры характеризуются тесной связью с зональными физико-географическими условиями и специфичны для каждого типа и подтипа ландшафта. Важнейшие показатели структуры водного баланса – коэффициент стока *(Z/X*, где Z – суммарный русловой сток*)* и соотношение поверхностного и подземного стока .

Методы изучения водного баланса в основном экспериментальные или расчётные. Для изучения водного баланса относительно простых геосистем (фаций, подурочищ) организуют наблюдения на стоковых площадках (площадью 0,1 – 10 км2). На них помощи испарителей, индикаторов влажности, ***лизиметров*** (*прибор для измерения глубины просачивания воды)*, ***инфильтрометров*** *(для измерения скорости фильтрации)*, ***почвенных дождемеров*** и др. приборов определяют поверхностный, внутрипочвенный, почвенный сток, осадки, испарение, величину инфильтрации влаги и т. д. Массовые данные Гидрометеослужбы страны позволяют определить основные составляющие водного балансаболее крупных физико-географических единиц – ландшафтов, провинций, подзон и зон.

**Вещественный баланс.** Его уравнение в геосистемах может быть записано так:

*Mx* + *Mp* + *M*t *= Нп + Hs + Hu* + *Нр + Hδ +Hg*,

где *Мх* – приход вещества с атмосферными осадками, *Мр* – приход вещества с воздушными потоками (турбулентным теплообменом), *Мt* – приход вещества автохтонного происхождения, с современными тектоническими движениями, G – приход (вынос) вещества с подземными водами, *Нп* – вынос вещества с поверхностным стоком, *Hs* – вынос вещества с внутрипочвенным стоком, *Ни* – вынос вещества с подземным стоком, *Нр* – вынос вещества с воздушными потоками, *Hδ* – вынос вещества с транспирацией, *Hg* – гравитационные (обвально-осыпные) потоки. Важной внутренней составляющей баланса вещества, указывающей на его перераспределение внутри геосистемы, является опад. Распределение указанных потоков вещества в геосистеме показано на рисунке.

Изучением составляющих балансового уравнения вещества (а для различных типов геосистем уравнения могут быть записаны и различной детальности и сложности) занимаются представители многих географических наук, особенно хорошо этот вопрос изучен и эрозиоведении. Перечислим лишь основные. Определение поступления вещества с осадками, в том числе со снегом, метод шпилек, основанный на замере уровня поверхности почвы в результате выноса вещества; метод микронивелирования, фотопрофилирования, метод короткодистанционной стереофотометрической съемки, метод стоковых площадок, оценка интенсивности выноса вещества по заилению небольших прудов, определение стока взвешенных и влекомых наносов и т. д.

Заключительным этапом геофизического изучения геосистем является построение общих вещественно-энергетических моделей функционирования природных и природно-антропогенных геосистем, выявление изменений в потоках вещества и энергии под воздействием антропогенной нагрузки на геосистемы.